

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ASSEMBLAGES MINÉRALOGIQUES ARGILEUX
ET CIRCULATION THERMOHALINE EN ATLANTIQUE NORD
PENDANT LES STADES ISOTOPIQUES 27 À 31

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
YASSIR SATTE

JUILLET 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

Remerciements

En préambule à ce mémoire, je souhaite adresser mes remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont ainsi contribué à la réalisation de ce mémoire.

Tout d'abord Claude Hillaire-Marcel, directeur de cette recherche, pour l'aide et le temps qu'il a bien voulu me consacrer et sans qui ce mémoire n'aurait jamais vu le jour.

Je tiens également à remercier Anne De Vernal pour l'accès aux échantillons récoltés lors de sa participation à l'expédition IODP-Leg 303. Sans oublier que la problématique générale, le choix des méthodologies et les dossiers de financement (CRSNG, CFCAS, FQRNT) sont à son crédit au côté de Claude Hillaire-Marcel.

J'exprime toute mon amitié et ma grande gratitude à Michel Preda et Jacques Thorez, leur grande expérience en minéralogie des argiles a été très précieuse dans ce travail.

Merci à J. Stoner, A. Mazaud et Jennifer McKay pour les données stratigraphiques, à R. Stevenson et R. Lamziouek pour les résultats de l'étude comparative.

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à tous mes proches et amis qui m'ont toujours soutenu et encouragé au cours de la réalisation de ce mémoire.

Table des matières

Liste des figures	v
Liste des tableaux	vii
Résumé	viii
INTRODUCTION	1
OBJETS ET MÉTHODES	5
1.1 Cadre d'étude	5
1.2 Techniques de préparation et d'identification des AMA.....	6
RÉSULTATS.....	9
2.1 Minéralogie des argiles.....	9
2.2 Évolution des AMA du site IODP-1305.....	16
2.3 Étude des saturations cationiques	19
2.3.1 Analyse des saturations au potassium	19
2.3.2 Analyse des saturations au lithium	21
2.3.3 Analyse des saturations au magnésium	21
2.3.4 Conclusion sur la nature de la phase smectitique	21
DISCUSSION.....	24
3.1 Les minéraux argileux et leurs sources en Atlantique Nord	24
3.2 Représentation des sources particulières dans les sédiments du site IODP- 1305 entre OIS 27 et 31	25
3.3 Comparaison des évolutions des assemblages minéralogiques argileux entre OIS 1-11 et OIS 27-31.....	27
3.4 Implications paleocéanographiques	30
CONCLUSION.....	33
Annexe I	34

A.1. Préparation et traitement des échantillons pour les analyses de routine (N-EG-500)	34
A.2. Préparation et traitement des échantillons pour les saturations cationiques	35
Annexe 2.....	36
Bibliographie	37

Liste des figures

Figure 1: Carte géographique de la localisation du site IODP-1305 en mer du Labrador. Les flèches pleines représentent les courants nord-atlantiques profonds. Les flèches en tiretés indiquent le trajet des courants de surface. Cette carte représente aussi les différentes sources sédimentaires (modifiée de Fagel et al., 2006).....	4
Figure 2 : Diffractogrammes de l'échantillon IP5 après analyse de la fraction <2µm Naturel (fig. 2-a), après traitement l'éthylène-glycol (fig. 2-b) et après chauffage à 500°C (fig. 2-c).	15
Figure 3: Abondance relative des minéraux argileux dans la fraction décarbonatée <2µm du site IODP-1305 entre 154 et 166 mcd	17
Figure 4 : Évolution de la cristallinité des smectites, du rapport S/I et du rapport C+K/I des assemblages minéralogiques argileux, ainsi que des δO18 obtenu par analyse isotopique d'assemblages de foraminifères planctoniques npl.....	18
Figure 5 : Diffractogrammes de la sequence de saturations au potassium.....	20
Figure 6 : Diffractogrammes de la sequence de saturations au lithium.....	22
Figure 7 : Diffractogramme de la sequence de saturations au magnésium	23
Figure 8 : Rapports smectite/illite et stratigraphie isotopique (npl) des sites ODP-646 (Fig 8.a) et IODP-1305 (Fig 8.b).....	29
Figure 9 : Abondance des argiles représentée en diagramme ternaire des sites ODP-646 et IODP-1305	29

Figure 10: Comparaison entre des données isotopiques de Sm/Nd des sites IODP-1305 (Lamziouak, 2008), ODP-646 ainsi que plusieurs carottes et sources potentielles de la région.....	32
---	----

Liste des tableaux

Tableau 1 : Résultats de l'analyse minéralogique de la fraction inférieure à 2µm du site IODP-1305	10
Tableau 2 : Clés de diagnose des minéraux argileux à travers les saturations cationiques (Thorez; 2002)	36

RÉSUMÉ

Les études antérieures des assemblages minéralogiques argileux en Atlantique Nord ont montré que leur abondance relative fournit des informations sur les courants marins profonds ainsi que sur les taux d'érosion glaciaire des continents avoisinants. Ils peuvent donc être utilisés pour la reconstitution des variations de la circulation de renversement méridional de l'Atlantique (AMOC-Atlantic Meridional Overturning Circulation), principal moteur de la circulation thermohaline globale. Cette étude fait état de l'analyse des assemblages minéralogiques argileux de plus de 200 échantillons de sédiments provenant du forage IODP-1305. Ce site est localisé sur l'extrémité sud-ouest de la ride d'Eirik (sud du Groenland) sous l'axe du courant de contour côtier profond de l'Ouest (WBUC-Western Boundary UnderCurrent) qui entraîne la masse d'eau profonde de l'Atlantique Nord (NADW-North Atlantic Deep Water) en sa gyre dans la Mer du Labrador. Le but est de caractériser la composition minéralogique, donc les sources, des particules fines transportées par le WBUC en Mer du Labrador durant le début du Pléistocène (~1.1 Ma; stades isotopiques de l'oxygène OIS 27 à 31), tandis que le climat était fortement rythmé par le cycle astronomique d'environ 40 ka, en comparaison avec les derniers 365 Ka (OIS 1-10), sous le forçage d'environ 100 ka, illustrés par les travaux de Fagel et Hillaire-Marcel (2006) sur le forage ODP-646, sensiblement localisé au même endroit.

Trois sources principales de particules fines contribuent à l'assemblage minéralogique du site d'étude : 1) source précambrienne du Canada, du Groenland et/ou de la Scandinavie; 2) matériel paléozoïque récent de l'est du Groenland, du N-O de l'Europe et/ou de la Scandinavie; 3) source volcanique provenant de l'Islande et de la ride médio-océanique.

La minéralogie argileuse est déterminée par diffraction des rayons X sur la fraction argileuse inférieure à 2µm. Une attention spéciale est portée aux propriétés radiocristallographiques des smectites comme traceurs des circulations océaniques.

Les assemblages argileux des échantillons étudiés montrent une composition moyenne typique de la région (~60% smectites, ~20% illite, ~10% chlorite+kaolinite). Cependant, la comparaison de l'évolution des apports particuliers avec ceux du forage ODP-646 (Fagel et al.; 2006) indique pour l'intervalle étudié ici: 1) une tendance opposée du modèle d'apport entre les périodes glaciaires/interglaciaires; 2) une intensification des apports proximaux laissant apparaître un autre type d'érosion (chimique) en plus de l'érosion mécanique glaciaire.

L'utilisation des saturations cationiques (Li, K, Mg) indique que les smectites sont issues de l'altération de roches volcaniques acides du Groenland associées à l'ouverture de l'Atlantique pendant le Tertiaire. Ces résultats suggèrent une AMOC plus méridionale et un WBUC moins prononcé sous forçage de 40 ka, avec des apports islandais et médio-océanique réduits. L'importance des apports proximaux indique une calotte glaciaire groenlandaise assez réduite vers 1.1 Ma sous un climat régional probablement plus doux que celui des derniers cycles climatiques.

Mots-clés: Circulation thermohaline, Paléoclimat, Pléistocène, IODP, Assemblages minéralogiques argileux, Diffraction des Rayons X, Smectites, Paléotraceur, Saturation cationique.

Introduction

L'Atlantique Nord joue un rôle primordial dans la formation et la dynamique de la circulation thermohaline (THC-*Thermohaline Circulation*) (Broecker et al.; 1985). C'est le seul océan où la chaleur est transportée vers le nord à travers l'équateur. Il est aussi caractérisé par la présence de sites de convection (actuellement localisés dans les mers nordiques et en mer du Labrador), permettant la production et le transport des masses d'eaux profondes. Ce phénomène est plus connu sous le nom de circulation de renversement méridional de l'Atlantique (AMOC-*Atlantic Meridional Overturning Circulation*; Bryden et al.; 2005). Le refroidissement hivernal des courants tropicaux (Gulf Stream) sous l'effet des échanges de chaleur avec l'atmosphère en hautes latitudes produit la plongée de ces derniers. Ainsi, les eaux attirées en profondeurs forment deux courants principaux : le courant de débordement du détroit du Danemark (DSOW-*Denmark Strait Overflow Water*) et la masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est (NEADW-*North East Atlantic Deep Water*). Les DSOW et NEADW sont entraînées selon une gyre antihoraire (McCartney, 1992; Schmitz et McCartney, 1993) de l'Est vers l'Ouest à travers le bassin de l'Islande, le bassin d'Irminger puis dans la mer du Labrador pour donner le courant de contour côtier profond de l'Ouest (WBUC-*Western Boundary Undercurrent*) (Fagel et al.; 1997). Ce courant tient son nom du fait qu'il suit la topographie marine en la contournant (Biju-Duval et Savoye, 2001), d'où son trajet particulier aux abords des pentes continentales du Groenland et du Labrador (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994). Le WBUC, rejoint par le courant de débordement du détroit de Davis (DSO- *Davis Strait Overflow*) et, complété par la formation de la Labrador Sea Water (LSW; cf. Lazier, 1974 et p.), génère en dernier lieu la masse d'eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW - *North Atlantic Deep Water*) au sud de Terre-Neuve (figure 1).

L'évolution de la THC et son influence sur le climat sont encore sujettes à beaucoup de débats (Réaction du climat global au ralentissement ou même l'arrêt de la THC dû au réchauffement climatique, p. ex.) (Manabe et al, 1988; Schiller et al., 1997). Une modélisation des variations de la THC est donc de première importance. Ce genre de travail nécessite la compilation d'une grande quantité de données y compris celles tirées du passé géologique. Plusieurs auteurs ont mis en évidence des variations de l'AMOC en

relation avec les oscillations climatiques du dernier cycle glaciaire (Shackleton et al., 1983; Ledbetter et Balsam, 1985; Boyle et Keigwin, 1987; Oppo et Fairbanks, 1987; Duplessy et al., 1988; Broecker et al., 1990; Boyle, 1995; McCave et al., 1995; Moros et al., 1997; Bauch et al., 2000, 2001; Austin et Kroon, 2001; Lassen et al., 2002; Millo et al., 2003; Kösters et al., 2004). Leurs études montrent une diminution de la production globale de NADW durant les périodes glaciaires donnant une convection moins profonde et plus méridionale (Bertram et al., 1995; Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Rahmstorf and Alley, 2002). Néanmoins, la documentation reste faible en ce qui concerne le reste du Pléistocène.

L'étude des assemblages minéralogiques argileux (AMA) comme beaucoup d'autres composants abiotiques des sédiments marins (p. ex. propriétés magnétiques, isotopes radiogéniques et séries de l'uranium) a déjà prouvé son grand potentiel comme paléotraceur des circulations océaniques profondes, quoique cette méthode demeure relativement peu utilisée (Bout-Roumazeilles, 1995, 1998; Fagel et al., 1997, 1999, 2004, 2006; Farmer et al., 2003).

Dans un travail antérieur, Fagel et Hillaire-Marcelle (2006) ont notamment analysé les AMA et les isotopes du Pb et du Nd des sédiments du forage ODP-646, à l'entrée du WBUC dans la mer du Labrador. Leur étude a couvert les derniers 365 ka, c'est-à-dire la période caractérisée par un forçage astronomique issu des variations de l'excentricité de l'orbite terrestre (cycle de ~100 ka). Leurs résultats ont montré que les flux de particules fines transportées par les masses d'eaux profondes depuis l'Islande, le bassin de l'Islande et de la ride de Reykjane, via les masses d'eau issues des mers nordiques, n'avaient pas changé de façon significative entre les périodes glaciaires et interglaciaires, cependant que les apports proximaux, issus du Groenland, ont varié en relation avec l'intensité de l'érosion glaciaire. Cela dit, est-il possible d'affirmer que le modèle de circulation océanique est resté stable sur tout le Pléistocène ? A-t-il été en particulier identique au cours des cycles antérieurs à 1 Ma sachant que ces derniers étaient soumis au forçage lié aux changements d'inclinaison de l'axe de rotation de la terre (cycle de ~40 ka)?

Le présent mémoire ainsi s'inscrit dans le prolongement des travaux de Fagel et Hillaire-Marcel (2006) pour la reconstitution du modèle de variation du WBUC dans un intervalle précédant le dernier million d'années. Des sédiments du nouveau forage IODP-1305 réalisé en octobre 2004 au pied de la ride d'Eirik ont été mis à notre disposition à

cette fin. Dans ce mémoire, les AMA et leurs fluctuations sont définis en premier lieu. Ensuite, grâce à l'emploi d'un traitement par saturation cationique, les principales sources sédimentaires de particules fines seront déterminées. Ces données en main, une comparaison avec les résultats du forage ODP-646 pour les derniers 40 ka permettra de comprendre les changements paléocéanographiques et paléoclimatiques entre le début du Pléistocène et les derniers cycles climatiques. Enfin, nous verrons comment nos résultats s'articulent par rapport à ceux d'une autre approche méthodologique (analyses des isotopes de Sm/Nd; Lamziouaq, 2008) réalisée en parallèle à la présente étude, sur les mêmes séquences sédimentaires.



Figure 1: Localisation du site IODP-1305 en mer du Labrador (modifiée de Fagel et al., 2006)

1. Objets et méthodes

1.1. Cadre d'étude

La mer du Labrador a toujours constitué un conduit des eaux de fonte glaciaire issues des inlandsis adjacents. Les sédiments de la mer du Labrador fournissent donc des informations importantes sur les changements de la dynamique des glaciers (Hesse et Chough, 1980; Hillaire-Marcel et al., 1994; Stoner et al., 1995, 1996; Hiscott et al., 2001) et les réponses de l'AMOC à l'injection d'eaux de fontes massives en Atlantique Nord (Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000). La ride d'Eirik, à la pointe sud du Groenland, a été formée pendant le Pliocène et le Quaternaire par l'accumulation de dépôts sédimentaires transportés via le WBUC par les NEADW et le DSOW (Arthur et al., 1989). Cette accumulation sédimentaire est donc potentiellement importante pour l'étude de la production de la NADW au cours du temps.

La zone de la ride d'Eirik a déjà fait l'objet de plusieurs campagnes de carottage et forage, notamment le forage ODP-646 (Leg 105, Aout-Octobre, 1985), la carotte HU90-013-013 (CCGS Hudson, 1991) et la carotte MD99-2227 (Marion-Dufresne, 1999). Le choix d'un nouveau site d'étude devait se faire de façon à récupérer une section sédimentaire complète du Pliocène et du Quaternaire, permettant donc une étude à haute résolution de l'histoire des calottes glaciaires et des courants nord-atlantiques. Ainsi, le site IODP-1305 a été positionné au sud du Groenland, sur l'extrémité sud-ouest de la ride d'Eirik, 82.2 km au sud du forage ODP-646 mais à une même profondeur de 3459 m (figure 1 soit quelques centaines de mètres sous l'axe de vitesse maximale du WBUC (Lucotte & Hillaire-Marcel, 1994). La vitesse de sédimentation moyenne au site IODP-1305 est de 18 cm/ka (Channell et al., 2006), ce qui représente, à peu près, le double de celle observée au site ODP-646, mais sensiblement la même que celle du carottage HU-90-013-013. Trois forages ont été réalisés à l'emplacement choisi (1305A, 1305B et 1305C) avec une profondeur de pénétration maximale de 287.1 mètres au-dessous du fond marin (mbsf-meters below sea floor).

Les sédiments du forage 1305 sont composés d'un mélange de composantes terrigènes et de matériel biogénique. Ils sont constitués principalement d'argiles, de quartz, de carbonates détritiques et de microfossiles. Les faciès lithologiques les plus communs sont des boues silteuses à argileuses, avec des quantités variables de carbonates

biogéniques et détritiques. Comme tous les sites situés à proximité de l'axe du WBUC, la sédimentation au site IODP-1305 se caractérise par une expansion durant les cycles interglaciaires et une condensation au cours des épisodes glaciaires (Hillaire-Marcel et al., 1994; Stoner et al., 1998 ; Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000).

1.2. Techniques de préparation et d'identification des AMA

Une section composite couvrant les stades isotopiques de l'oxygène (OIS) 27 à 31 (correspondant à peu près à l'épisode paléomagnétique Jaramillo) a été échantillonnée sur les carottes 1305A et 1305B sur la base des données magnéto-stratigraphiques (J. Stoner, comm. pers.). Plus de 200 échantillons ont été prélevés à des intervalles de 5 cm entre 155 et 167 mètres composites (mcd). La technique de préparation des argiles exige d'abord d'isoler la fraction granulométrique inférieure à 2 μm . Pour maximiser l'utilisation des sédiments bruts, chaque échantillon a été séparé par tamisage en trois fractions principales : supérieure à 63 μm , entre 63 μm et 10 μm et inférieure à 10 μm . Les deux fractions grossières ont servi pour les analyses micropaléontologiques. La fraction fine restante (<10 μm) a été décarbonatée par attaque acide chlorhydrique 0.1N (HCl 10%). L'excédant d'acide a été éliminé par de multiples lavages. La fraction argileuse inférieure à 2 μm fut alors séparée par décantation. Le temps de sédimentation a été calculé selon la loi de Stoke (annexe 1).

Pour l'identification des minéraux argileux, des lames orientées ont été confectionnées par la méthode de sédimentation sur lames de verre (Moore et Reynolds, 1989) à partir d'échantillons en suspension dans l'eau distillée. Les lames furent analysées par diffraction des rayons X avec un diffractomètre Siemens D5000, ayant une radiation $\text{CoK}\alpha$ ($\lambda=1.7890$) et une vitesse de balayage de $2^\circ 2\theta$ /min. Le dépouillement des diffractogrammes a été réalisé à l'aide du logiciel Diffrac Plus (EVA), sauf pour le rapport vallée/pic (V/P) qui a été déterminé manuellement sur papier. L'identification des minéraux argileux fut complétée pour chacun des échantillons sur la base des diffractogrammes des trois tests suivants : échantillons à l'état naturel (N); après solvation à l'éthylène glycol (EG) et après chauffage à 500°C (500) (Fagel et al., 2000).

Une estimation semi-quantitative ($\pm 5\%$) des principales espèces d'argiles est basée sur la surface des réflexions harmoniques (001) à 17 Å pour les smectites (*sensu lato*) et 10 Å pour l'illite sur le diffractogramme du traitement à l'EG. Pour la chlorite et la

kaolinite, on utilise le pic à 7 Å qui représente une superposition des réflexions (001) de la kaolinite et (002) de la chlorite. Le doublet (002)kaolinite/(004)chlorite à 3,57/3,54 Å sur le diffractogramme N permet de différencier l'abondance respective de ces deux derniers minéraux. Les intensités des pics à 17, 10 et 7 Å (après détermination du ratio chlorite/kaolinite) sont multipliées par la largeur à mi-hauteur ($I_{1/2}$) des pics pour chacune des réflexions. Les surfaces obtenues sont ramenées à un total de 100% (Fagel et al., 2000).

L'estimation basée sur la surface des pics permet de minimiser les erreurs causées par la variation de la cristallinité des échantillons: une faible cristallinité cause des changements dans l'intensité des pics, mais pas de leur surface (Klug et Alexander, 1974). La cristallinité des composantes smectitiques peut être estimée sur le diffractogramme EG en évaluant le rapport entre la profondeur de la vallée (V) formée par la réflexion (001) et l'intensité du pic (P) à 17 Å (par rapport au bruit de fond reconstitué) (Thorez, 1976). Le rapport V/P permet également d'indiquer, toutefois avec une certaine imprécision, la proportion de smectites dans les interstratifiés (Retke, 1981).

Enfin, plusieurs études montrent qu'en se contentant des tests de routine cités précédemment (N, EG et 500) on peut arriver à des interprétations incomplètes, voire même erronées (Schurtz, 1969; Brindley and Brown, 1980; Thorez, 1998; Fagel et al., 2001). Le présent travail comporte aussi une synthèse des résultats de saturations cationiques réalisées sur plusieurs échantillons à différents niveaux de la section étudiée (intervalles de 50 cm). Le choix des traitements se fait en accord avec les résultats des analyses de routine. On a donc concentré les investigations autour de la smectite reconnue pour son grand potentiel comme paléotraceur des circulations océaniques (Fagel et al., 2001).

La saturation au K permet de savoir si la smectite est néogénétique ou issue d'une transformation (Fagel et al., 2001). Une smectite de transformation est caractérisée par un écrasement de la réflexion (001) au chauffage, irréversible après un traitement à l'EG à cause de l'insertion de l'ion potassium dans l'espace interfoliaire (Thorez, 2002). Cette saturation peut aussi aider à distinguer entre la chlorite (stable) et la vermiculite (écrasement irréversible du pic à 14 Å vers 10 Å; Thorez, 2002).

La saturation au Li renseigne sur la nature des smectites dioctaédriques: d'un côté le pôle alumineux (Al) avec les montmorillonites *sensu stricto* et de l'autre côté le pôle

ferrifère avec les beidellites et les nontronites (Fagel et al., 2001). Ainsi, ces argiles présentent un écrasement après chauffage à 280 °C, cet écrasement est par contre irréversible pour les montmorillonites après un traitement au glycérol à cause de la neutralisation des charges octaédriques par l'ion Li (Fagel et al., 2001).

La saturation au Mg aide à différencier entre beidellites et nontronites (Fagel et al., 2001). Une nontronite montre une expansion du pic à 14 Å vers 17 Å après traitement au glycérol, alors qu'une beidellite est stabilisée (Thorez, 2002).

Pour les échantillons du forage IODP-1305, nous avons utilisé le mode opératoire ainsi que les clés de diagnose élaborée par Jacques Thorez (1986; 2002) (annexe 2). Des solutions de chlorure de potassium (KCl), chlorure de lithium (LiCl) et chlorure de magnésium (MgCl) ont servi au traitement de la fraction <2 µm. Les échantillons furent ensuite rincés plusieurs fois pour éliminer l'excès de Cl⁻, puis montés en lames orientées pour les analyses suivantes (annexe 1):

- Diffraction des échantillons saturés au potassium sans traitement (KN), puis après glycérolation (KN-KGI); une autre analyse du KN, cette fois chauffé à 110 °C et traité à l'EG (K110-K110EG).
- Diffraction des échantillons saturés au lithium (LiN), puis après chauffage à 280 °C et glycérolation (LiN-Li280-Li280GI).
- Diffraction des échantillons saturés au magnésium, puis après un traitement au glycérol (MgN-MgGI).

2. Résultats

2.1. Minéralogie des argiles

La minéralogie de la fraction inférieure à $2\mu\text{m}$ des échantillons du forage IODP-1305 est constituée principalement de smectite, illite, chlorite et kaolinite. On trouve aussi d'autres minéraux (généralement associés aux argiles) comme le quartz, feldspath et l'amphibole.

Pour tous les échantillons étudiés, le gonflement après traitement à l'éthylène glycol (N→EG) de la smectite ne se traduit pas par une migration de 14 à 17 Å° , mais varie d'un échantillon à l'autre autour de 16.60 Å° (d Max dans Tableau 1). De plus, la deuxième réflexion harmonique (002) de la smectite à 8.5 Å° est voilée par une bande de diffraction entre 10 et 14 Å° et aucune réflexion (003) n'est observée à 5.6 Å° (figure 2-b). Ceci suggère que la smectite est interstratifiée (Brindley et al., 1980; Lansson et al., 1992). Le rapport V/P donne une valeur moyenne de 0.53 ce qui correspond à une teneur de 75% en feuillets smectitiques dans un interstratifié illite-smectite ($10\text{-}14_{\text{sm}}$) (Retke, 1981). La bande de diffraction $14\text{-}10\text{ Å}^\circ$ dans les diffractogrammes N est nettement amoindrie dans EG (signe d'un interstratifié gonflant) (figure 2-a et 2-b). Elle peut donc appartenir à un interstratifié illite-chlorite ($10\text{-}14_{\text{c}}$) ou illite-vermiculite ($10\text{-}14_{\text{v}}$). Dans les diffractogrammes N, EG et 500 on remarque une réflexion mal ébauchée vers $17\text{-}18\text{ Å}^\circ$ qui correspond génétiquement à une fraction de smectite naturellement gonflée par insertion de piliers d'hydroxyde alumineux (Al_{17} dans la figure 2) (Lahav et al.; 1978). Cette réflexion est tassée légèrement vers 16.5 Å° sous l'effet du chauffage.

Le rapport d'intensité des pics à $5\text{ Å}^\circ/10\text{ Å}^\circ$ de l'illite dans EG (figure 2-b) donne des valeurs moyennes à 0.20. Cette valeur indiquerait une solution solide muscovite+biotite (Esquevin, 1969). Thorez (2002) précise en fait que ce n'est pas exactement de l'illite, mais que c'est plutôt une population de particules ayant les caractéristiques de cette dernière.

En dernier, le chauffage (500°C) crée une intensification de la réflexion 10 Å° causée par la superposition des smectites à l'illite (et peut être à la vermiculite) (figure 4-c); il isole aussi une réflexion à 14 Å° qui, à première vue, a une intensité plus forte que dans le diffractogramme EG, indiquant ainsi une chlorite de type ferrique.

Tableau 1 : Résultats de l'analyse minéralogique de la fraction inférieure à 2 µm du site IODP-1305

profondeur (mcd)	smectites			Illite		C+K		smectites (%)	illite (%)	Kaolinite(%)	chlo	δ ¹⁸ O (npl)
	d Max	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2					
155,11	16,70	341	0,97	241	0,37	180	0,30	70,04	18,66	3,96	7,35	
155,16	16,65	525	0,82	266	0,36	214	0,30	72,97	16,23	3,63	7,17	
155,21	16,45	426	0,74	119	0,19	242	0,30	76,75	5,57	5,71	11,97	3,27
155,26	16,23	239	0,89	146	0,35	143	0,37	67,06	16,04	5,32	11,57	3,17
155,31	16,61	201	0,85	125	0,24	133	0,27	71,97	12,74	3,71	11,59	3,21
155,36	16,61	201	0,82	125	0,23	133	0,29	71,06	12,44	3,99	12,50	3,14
155,41	16,72	334	0,83	140	0,35	138	0,32	75,14	13,08	3,55	8,23	3,05
155,46	16,72	297	0,67	205	0,31	193	0,35	60,50	19,14	7,56	12,80	3,21
155,51	16,18	201	0,91	230	0,28	200	0,44	54,54	19,27	12,87	13,31	3,22
155,56	16,51	318	0,93	185	0,35	191	0,39	68,01	14,74	5,52	11,72	3,21
155,61	16,69	346	0,79	188	0,37	185	0,46	63,78	16,25	10,60	9,37	3,05
155,66	16,68	244	0,76	219	0,35	177	0,44	54,51	22,60	12,16	10,72	3,10
155,71	16,95	374	0,77	119	0,33	129	0,36	76,94	10,49	4,62	7,96	3,04
155,76	16,59	238	0,77	218	0,21	312	0,30	56,64	13,93	12,85	16,57	2,92
155,81	17,16	158	0,70	161	0,20	214	0,26	55,65	16,49	11,83	16,03	3,26
155,86	16,65	403	0,91	155	0,28	150	0,35	79,26	9,50	2,91	8,33	3,3
155,91	16,58	444	0,84	190	0,42	160	0,41	71,90	15,44	6,17	6,49	3,15
155,96	16,73	484	0,96	208	0,52	174	0,44	71,76	16,56	5,13	6,55	3,28
156,01	17,01	375	0,84	182	0,38	189	0,41	68,39	14,79	11,76	5,07	
156,11	17,18	413	0,80	381	0,25	458	0,34	56,51	16,46	10,86	16,18	
156,16	16,84	102	0,55	116	0,19	102	0,25	54,69	20,99	11,85	12,47	
156,21	16,87	397	0,89	236	0,30	141	0,36	74,44	14,93	3,80	6,83	
156,26	16,60	390	0,68	213	0,23	460	0,34	56,17	10,51	15,17	18,15	
156,31	16,80	631	0,80	164	0,44	177	0,38	78,38	11,22	4,24	6,16	
156,36	16,54	507	0,74	467	0,26	792	0,38	46,71	15,28	15,34	22,68	3,45
156,41	16,80	446	0,81	51,7	0,50	88,8	0,37	86,05	6,15	3,45	4,35	3,47
156,46	16,70	411	0,76	99,2	0,32	108	0,35	81,99	8,21	4,74	5,05	3,55
156,51	16,70	126	0,83	58,8	0,29	68	0,30	73,71	12,03	5,78	8,47	3,50
156,56	16,92	596	0,97	142	0,27	368	0,38	76,61	5,00	6,88	11,52	3,26
156,61	16,71	398	0,74	170	0,48	164	0,42	66,23	18,46	7,64	7,67	3,35
156,66	16,85	430	0,83	215	0,43	195	0,40	67,55	17,54	7,10	7,81	3,46
156,71	16,70	314	0,78	132	0,38	114	0,39	72,20	14,65	5,62	7,54	
156,76	16,92	404	0,97	135	0,24	109	0,34	85,10	6,96	2,94	4,99	
156,81	16,38	644	0,92	151	0,43	158	0,40	82,15	9,08	4,03	4,75	3,66
156,86	16,86	633	0,86	195	0,35	173	0,37	80,46	10,10	3,92	5,53	3,61
156,91	16,70	550	0,87	300	0,43	263	0,39	67,21	18,22	4,67	9,90	3,56
156,96	16,50	607	0,87	289	0,39	284	0,41	69,90	14,78	4,74	10,57	
157,06	16,95	617	0,82	275	0,40	245	0,39	71,22	15,35	5,15	8,29	
157,11	16,70	565	0,92	254	0,34	217	0,40	74,88	12,55	4,29	8,27	
157,21	15,56	305	1,52	171	0,54	184	0,49	71,88	14,19	4,88	9,05	
157,26	16,47	553	0,86	277	0,41	224	0,40	70,32	16,63	5,21	7,85	
157,31	16,67	485	0,82	290	0,31	236	0,35	69,72	15,74	4,87	9,68	
157,36	15,63	215	0,74	126	0,50	125	0,66	52,16	20,79	6,54	20,50	3,39
157,41	16,58	386	0,71	294	0,27	279	0,31	62,31	17,97	5,84	13,88	
157,46	16,57	233	0,67	202	0,30	171	0,35	56,52	21,96	6,97	14,55	
157,51	16,76	409	0,74	276	0,39	213	0,40	61,10	21,54	7,56	9,80	
157,56	16,44	461	0,82	241	0,34	214	0,37	70,05	15,27	4,72	9,96	3,54
157,61	17,00	289	0,73	181	0,50	149	0,43	57,81	24,82	6,89	10,48	3,41
157,66	16,54	297	0,60	233	0,38	234	0,39	49,76	24,60	10,10	15,53	3,39

Tableau 1. (Suite)

profondeur (mcd)	smectites			Illite		C+K		smectites (%)	illite (%)	Kaolinite(%)	chlorite (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (npl)
	d Max	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2					
157,71	16,70	339	0,76	260	0,45	271	0,41	52,91	24,35	10,88	11,87	3,38
157,76	16,53	177	0,81	256	0,46	263	0,42	38,44	31,73	12,14	17,69	3,32
157,81	16,71	45	0,26	251	0,45	244	0,39	5,25	51,73	18,47	24,55	3,05
157,86	17,58	39,5	0,37	204	0,36	186	0,41	8,99	44,93	19,84	26,24	
157,91	16,73	52,3	0,30	241	0,40	231	0,40	7,69	46,73	20,96	24,62	3,20
157,95	16,36	144	0,64	110	0,22	121	0,35	57,62	15,46	9,32	17,60	3,16
157,96	16,00	175	0,90	35	0,20	162	0,35	71,45	3,16	7,56	17,84	3,29
158,01	16,51	484	0,72	266	0,41	211	0,43	63,75	19,76	6,47	10,02	3,27
158,05	16,70	93,9	0,50	202	0,22	170	0,30	33,08	30,76	11,29	24,87	3,18
158,06	16,76	320	0,94	201	0,36	181	0,40	67,37	16,23	5,67	10,73	3,26
158,1	16,21	104	0,70	108	0,30	147	0,37	46,06	20,18	8,74	25,02	3,3
158,11	16,62	361	0,86	241	0,36	238	0,32	65,44	18,47	5,42	10,67	3,11
158,15	16,21	104	0,70	108	0,30	147	0,37	46,06	20,18	8,74	25,02	3,24
158,16	16,62	361	0,86	241	0,36	238	0,32	65,44	18,47	5,42	10,67	3,25
158,2	16,70	124	0,66	146	0,23	203	0,29	46,63	19,50	10,38	23,49	
158,21	16,51	318	0,87	219	0,33	203	0,34	66,09	17,22	5,84	10,86	
158,25	16,72	54,3	0,54	66,2	0,41	140	0,40	25,85	24,00	18,44	31,71	3,46
158,26	16,76	295	0,80	210	0,43	210	0,32	60,11	22,93	6,74	10,21	
158,3	16,49	156	0,81	221	0,22	307	0,29	47,82	18,15	10,34	23,69	
158,31	16,51	487	0,90	295	0,46	269	0,43	63,63	19,70	7,68	9,00	
158,35	16,92	98,5	0,63	127	0,24	213	0,34	37,43	18,63	14,18	29,76	
158,38	16,51	487	0,90	295	0,46	269	0,43	63,63	19,70	7,68	9,00	
158,4	16,64	97,4	0,54	142	0,23	218	0,24	38,53	23,36	10,20	27,91	
158,45	16,81	175	0,62	121	0,31	172	0,33	53,63	18,69	8,14	19,54	3,86
158,5	16,48	154	0,61	115	0,23	157	0,34	54,28	15,15	8,99	21,58	3,84
158,55	16,47	388	0,82	84,1	0,29	105	0,41	82,54	6,30	5,06	6,10	
158,6	16,49	247	0,75	111	0,28	125	0,39	69,85	11,84	8,01	10,30	3,63
158,65	16,43	155	0,60	108	0,24	155	0,35	53,57	14,98	10,48	20,96	3,55
158,7	16,45	135	0,69	112	0,23	152	0,33	55,48	15,10	11,77	17,66	3,63
158,75	16,38	273	0,81	116	0,49	144	0,44	64,76	16,51	8,98	9,75	3,24
158,83	16,43	168	0,75	190	0,26	220	0,33	50,81	19,74	11,46	17,98	3,65
158,88	16,56	165	0,64	96,5	0,22	131	0,38	59,61	12,16	9,09	19,14	
158,93	16,65	333	0,93	82,9	0,27	143	0,41	79,48	5,64	5,36	9,52	
158,98	16,46	174	0,88	105	0,22	152	0,34	67,22	10,22	9,55	13,01	
159,03	16,54	137	0,56	155	0,23	209	0,34	42,20	19,24	13,23	25,33	3,22
159,08	16,56	91,5	0,74	181	0,24	253	0,33	35,04	22,16	15,68	27,11	3,13
159,13	16,54	133	0,77	91,1	0,27	132	0,35	59,34	13,95	12,25	14,46	
159,18	16,68	252	0,72	145	0,26	192	0,34	63,85	13,32	8,41	14,43	3,50
159,23	16,58	183	0,77	116	0,22	155	0,34	64,65	11,65	8,03	15,67	3,56
159,28	16,59	220	0,68	86,1	0,28	133	0,36	67,67	10,91	10,36	11,06	3,26
159,33	16,56	154	0,51	92,5	0,25	155	0,34	50,64	14,94	12,61	21,81	3,32
159,38	16,54	181	0,66	93,4	0,26	135	0,37	61,76	12,71	10,58	14,96	3,30
159,43	16,49	422	0,72	70,2	0,41	122	0,41	79,31	7,56	4,75	8,38	3,18
159,48	16,51	131	0,56	92,4	0,22	136	0,31	54,18	14,89	10,78	20,15	3,31
159,53	16,53	114	0,69	80,1	0,28	113	0,38	54,48	15,66	10,83	19,04	3,18
159,58	16,28	136	0,62	94,3	0,23	127	0,35	56,62	14,15	12,35	16,88	3,27
159,63	16,51	171	0,69	132	0,29	147	0,26	60,62	19,38	6,51	13,49	3,04
159,68	16,30	194	0,71	142	0,26	182	0,35	58,08	15,37	10,62	15,93	2,98
159,73	17,12	115	0,87	67,7	0,46	112	0,44	55,27	17,32	11,42	15,99	3,12

Tableau I. (Suite)

profondeur (mcd)	smectites			Illite		C+K		smectites (%)	illite (%)	Kaolinite(%)	chlorite (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (npl)
	d Max	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2					
159,78	16,90	160	0,60	221	0,23	280	0,32	40,58	21,26	16,20	21,97	
159,83	16,39	110	0,53	157	0,23	177	0,31	39,12	23,72	11,01	26,15	
159,88	16,59	32,1	0,40	56,9	0,22	71,6	0,31	26,85	26,56	35,28	11,31	
159,93	16,54	206	0,63	175	0,28	226	0,39	48,46	18,62	10,99	21,94	2,70
160,03	16,25	193	0,49	131	0,28	132	0,37	52,21	20,52	10,28	17,00	
160,08	16,86	182	0,52	219	0,22	241	0,28	45,01	23,12	8,29	23,57	
160,13	16,49	169	0,45	151	0,31	178	0,34	41,22	25,70	12,75	20,34	
160,18	16,61	312	0,65	166	0,39	214	0,41	57,27	18,06	9,72	14,94	3,28
160,23	16,58	322	0,62	202	0,33	254	0,39	54,96	18,04	10,22	16,78	3,25
160,28	16,54	118	0,41	186	0,23	193	0,34	31,28	27,10	14,73	26,89	3,11
160,38	16,41	234	0,54	200	0,31	247	0,39	44,33	21,72	13,10	20,85	2,95
160,43	16,61	137	0,57	200	0,23	251	0,33	37,84	21,94	12,53	27,68	2,89
160,48	16,33	145	0,43	165	0,25	185	0,34	37,64	24,43	15,25	22,68	2,90
160,53	16,25	231	0,68	156	0,29	222	0,42	53,22	15,48	12,88	18,43	2,93
160,58	16,70	129	0,61	94,4	0,23	116	0,31	57,68	15,66	9,64	17,02	2,8
160,63	16,49	389	0,95	135	0,40	212	0,46	70,83	10,25	8,15	10,76	2,91
160,68	16,36	241	0,75	150	0,30	176	0,37	62,24	15,21	10,05	12,50	2,95
160,73	16,35	261	0,81	134	0,32	144	0,43	66,74	13,41	9,54	10,31	2,92
160,78	16,33	251	0,69	138	0,33	172	0,39	60,68	15,78	10,61	12,93	2,75
160,83	16,76	74,4	0,64	91,8	0,22	128	0,35	42,36	18,05	17,99	21,59	2,70
160,88	16,66	339	0,91	123	0,39	187	0,43	70,70	10,96	6,20	12,14	2,61
160,93	16,67	338	0,93	123	0,39	187	0,43	70,95	10,81	7,17	11,07	2,59
160,98	16,28	268	0,92	105	0,37	140	0,45	70,68	11,16	9,08	9,08	2,69
161,03	16,47	86,4	0,55	203	0,34	235	0,41	22,29	32,28	21,38	24,05	2,65
161,08	16,40	54,4	0,51	162	0,37	185	0,39	17,33	37,78	20,09	24,80	2,71
161,13	16,49	74,3	0,47	203	0,39	218	0,40	17,16	39,53	20,64	22,67	
161,18	16,73	54,6	0,74	150	0,45	179	0,40	22,61	37,15	17,50	22,75	2,93
161,23	16,69	145	0,57	150	0,31	195	0,38	40,52	22,83	17,84	18,81	
161,28	16,73	127	0,49	112	0,33	164	0,40	37,77	22,66	18,27	21,31	2,98
161,33	16,65	204	0,50	156	0,28	216	0,37	45,33	19,36	12,60	22,72	3,15
161,38	16,63	107	0,40	99,8	0,26	132	0,36	36,73	22,52	15,46	25,29	3,07
161,43	16,60	67,5	0,70	64,4	0,31	103	0,39	43,98	18,52	14,54	22,96	3,03
161,48	16,54	88,9	0,56	80,3	0,28	113	0,43	41,23	18,42	19,15	21,20	2,83
161,53	19,95	93	0,73	79,7	0,24	97,6	0,26	60,50	17,21	9,36	12,94	2,92
161,58	16,93	138	0,48	232	0,23	282	0,27	33,82	27,60	17,29	21,30	3,22
161,63	16,92	92,4	0,49	238	0,22	278	0,29	25,43	29,38	19,03	26,16	3,04
161,68	16,70	289	0,71	166	0,32	207	0,44	58,96	15,10	10,92	15,02	3,29
161,73	16,45	138	0,77	113	0,32	140	0,45	52,00	17,60	14,21	16,19	3,24
161,76	16,65	254	0,80	244	0,43	215	0,41	50,95	26,59	6,07	16,38	3,11
161,78	16,44	205	0,78	147	0,47	192	0,44	51,02	22,15	12,52	14,31	3,21
161,81	16,46	204	0,62	263	0,51	241	0,41	35,23	37,13	10,78	16,85	3,29
161,83	16,84	168	0,75	193	0,33	213	0,37	46,94	23,78	13,35	15,93	
161,86	16,45	218	0,68	286	0,46	257	0,37	39,52	34,98	9,44	16,06	3,30
161,91	16,60	157	0,61	269	0,38	246	0,36	33,69	35,53	11,48	19,30	3,44
161,96	16,53	268	0,72	301	0,45	287	0,38	44,10	30,93	9,53	15,43	3,45
162,01	16,50	290	0,66	314	0,34	300	0,37	46,77	25,98	7,58	19,67	3,50
162,06	16,75	254	0,80	237	0,34	281	0,39	51,45	20,59	10,72	17,25	
162,11	16,42	350	0,71	225	0,37	225	0,34	60,87	20,34	7,35	11,44	
162,16	16,41	451	0,87	168	0,44	166	0,40	73,73	13,78	5,42	7,07	

Tableau I. (Suite)

profondeur (mcd)	smectites			Illite		C+K		smectites (%)	illite (%)	Kaolinite(%)	chlorite (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (npl)
	d Max	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2					
162,21	16,30	291	0,60	188	0,50	169	0,41	51,72	27,65	8,46	12,16	3,81
162,26	16,38	318	0,71	180	0,47	197	0,38	58,71	21,78	7,81	11,70	
162,31	16,64	354	0,83	193	0,47	219	0,38	62,79	19,43	7,88	9,90	3,83
162,36	16,50	384	0,87	163	0,48	185	0,42	68,39	15,78	6,86	8,98	3,66
162,46	16,49	362	0,77	177	0,46	200	0,45	61,96	17,96	8,25	11,83	
162,51	16,54	389	0,94	158	0,40	186	0,40	72,70	12,44	5,73	9,13	3,66
162,56	16,28	396	0,80	162	0,43	194	0,38	68,70	15,13	7,65	8,53	
162,61	16,59	444	1,00	168	0,39	191	0,38	76,24	11,38	4,90	7,49	3,74
162,66	16,65	439	0,93	133	0,42	175	0,40	76,32	10,52	5,55	7,61	3,70
162,71	16,61	454	0,90	157	0,40	168	0,38	76,42	11,74	4,80	7,04	3,71
162,76	16,51	499	0,92	154	0,41	182	0,40	77,24	10,46	5,56	6,74	
162,81	16,59	470	1,16	159	0,40	204	0,39	79,14	9,24	5,21	6,40	3,75
162,86	16,51	519	0,89	180	0,44	215	0,46	72,38	12,31	6,64	8,67	3,77
162,91	16,65	559	0,96	177	0,47	203	0,47	75,10	11,57	6,09	7,24	3,75
162,96	16,46	533	0,98	181	0,36	249	0,43	75,22	9,49	6,72	8,57	3,67
163,01	16,00	339	1,21	116	0,59	235	0,51	68,61	11,42	8,67	11,30	3,64
163,06	17,83	12,6	0,42	129	0,20	115	0,30	8,10	39,36	21,79	30,75	3,56
163,11	16,47	369	0,90	268	0,42	490	0,42	51,28	17,30	17,91	13,50	
163,16	16,54	413	0,90	148	0,35	166	0,41	75,62	10,55	6,66	7,17	3,72
163,21	16,53	402	1,06	125	0,41	172	0,42	77,34	9,42	4,91	8,33	3,76
163,26	16,68	351	0,72	106	0,38	142	0,36	73,43	11,68	5,96	8,94	3,65
163,36	16,51	353	0,75	91,2	0,34	139	0,41	75,14	8,73	7,06	9,07	
163,41	17,01	97,8	0,47	67,2	0,14	75,1	0,37	55,55	11,05	14,17	19,23	3,72
163,46	16,47	376	0,75	94,2	0,40	136	0,36	76,46	10,19	2,89	10,46	
163,51	18,06	115	1,17	133	0,20	162	0,20	69,74	13,75	5,17	11,33	3,70
163,56	16,45	420	0,94	39,1	0,16	138	0,36	87,64	1,40	5,59	5,37	
163,61	16,71	135	0,56	98,9	0,35	114	0,35	50,30	22,91	5,58	21,21	3,70
163,66	16,67	169	0,51	95,1	0,26	178	0,36	49,56	14,11			
163,71	17,13	66,5	0,38	136	0,23	150	0,34	23,43	29,19			3,81
163,76	16,28	194	0,57	93,8	0,25	153	0,36	58,50	12,50	11,49	17,51	3,65
163,81	17,37	98,3	0,25	146	0,35	169	0,26	20,44	42,99	13,91	22,66	3,67
163,86	16,70	104	0,60	118	0,22	215	0,32	40,29	16,27	13,67	29,77	3,62
163,91	16,51	182	0,61	91	0,32	128	0,28	62,78	16,50	8,51	12,22	3,56
164,01	16,49	144	0,73	114	0,41	151	0,28	54,29	23,99	9,42	12,31	3,79
164,06	16,36	126	0,55	49,6	0,23	112	0,32	59,20	9,86	13,07	17,87	3,66
164,11	15,90	136	0,44	84,7	0,45	112	0,30	45,82	28,73	10,24	15,20	3,73
164,16	16,50	154	0,60	45,3	0,20	94,9	0,30	71,04	7,04	8,70	13,22	3,77
164,21	16,49	89,3	0,32	73,5	0,34	85,3	0,23	39,25	34,40	9,83	16,51	3,65
164,26	16,66	95,9	0,54	49	0,24	98,5	0,34	53,27	12,16	12,89	21,88	3,71
164,31	16,59	131	0,62	42,3	0,20	69,2	0,34	71,53	7,42	9,44	11,61	
164,36	16,44	104	0,63	60,7	0,22	110	0,38	54,64	10,92	9,68	24,76	3,63
164,41	16,61	160	0,52	55,8	0,24	104	0,26	67,29	11,10	10,13	11,49	
164,46	16,44	131	0,73	47	0,21	85,6	0,40	68,36	7,17			
164,51	16,54	110	0,73	56,1	0,19	93,2	0,32	66,57	8,84	10,38	14,21	
164,56	16,42	177	0,64	86,5	0,24	128	0,40	61,02	11,46	11,40	16,12	3,58
164,61	16,38	168	0,64	132	0,20	189	0,41	50,94	12,49	16,26	20,31	
164,66	16,36	122	0,51	53,9	0,31	113	0,34	53,19	14,25	12,44	20,12	
164,71	16,31	198	0,73	63,4	0,32	120	0,44	66,54	9,30	7,99	16,18	
164,76	16,38	200	0,65	82,2	0,26	121	0,31	68,91	11,33	7,11	12,65	

Tableau 1. (Suite)

profondeur (mcd)	smectites			Illite		C+K		smectite s (%)	illite (%)	Kaolinite (%)	chlor ite (%)	$\delta^{18}\text{O}$ (npl)
	d Max	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2	Max Int.	I 1/2					
164,81	16,49	297	0,68	48,3	0,38	80,7	0,34	81,41	7,45	5,04	6,10	
164,86	16,47	140	0,56	69,9	0,27	110	0,30	60,41	14,47	10,08	15,05	
164,91	16,63	246	0,55	65,4	0,33	141	0,33	66,57	10,68	6,91	15,84	
164,96	16,45	209	0,71	80,9	0,25	90,1	0,34	74,58	10,18	4,40	10,84	
165,01	16,70	72,4	0,70	17,9	0,15	31,8	0,45	74,79	3,94	8,18	13,09	
165,06	16,44	210	0,62	62,7	0,28	116	0,36	68,98	9,21			3,67
165,11	16,48	212	0,67	44,1	0,27	87,6	0,37	76,03	6,45	7,33	10,18	
165,16	16,25	143	0,48	62	0,27	115	0,31	57,00	14,00	6,55	22,45	
165,21	16,58	277	0,64	69,6	0,33	140	0,37	70,53	9,01			
165,26	16,76	188	0,59	78,4	0,24	122	0,27	68,07	11,35			
165,31	16,45	132	0,62	52,6	0,24	96,1	0,32	65,07	10,02			
165,36	16,30	184	0,62	75,1	0,24	140	0,34	63,48	10,12	10,45	15,95	
165,41	16,45	281	0,65	36,6	0,30	67,3	0,41	82,48	5,04	4,36	8,12	3,53

Données des diffractions de rayon X avec une radiation $\text{CoK}\alpha$ obtenues après traitement à éthylène glycol (EG) : Les Smectites sont caractérisés par : la position de leur intensité maximale d (Max) en (Å), l'intensité maximale (Max int) en millimètres; la largeur à la mi-hauteur I 1/2 (des 001) indicatives aussi du degré de «cristalinité» (ou du degré d'homogénéité) des argiles. L'abondance relative des smectites, illite, chlorite et kaolinite est déduite par multiplication de l'intensité (Max int) par la largeur à mi-hauteur (I 1/2) des pics. Les surfaces obtenues sont ramenées à un total de 100%. Le $\delta^{18}\text{O}$ a été obtenu par analyse isotopique d'assemblages de foraminifères planctoniques (*Neogloboquadrina pachyderma*, lévogyre - npl) (Hillaire-Marcel et al., in prep).

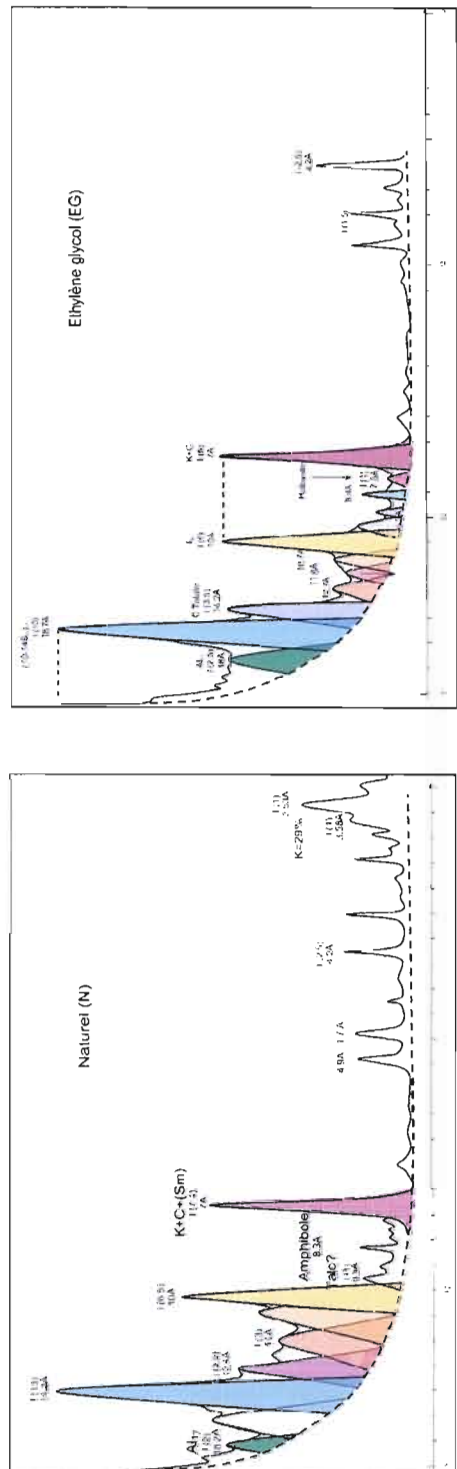


fig. 2-b

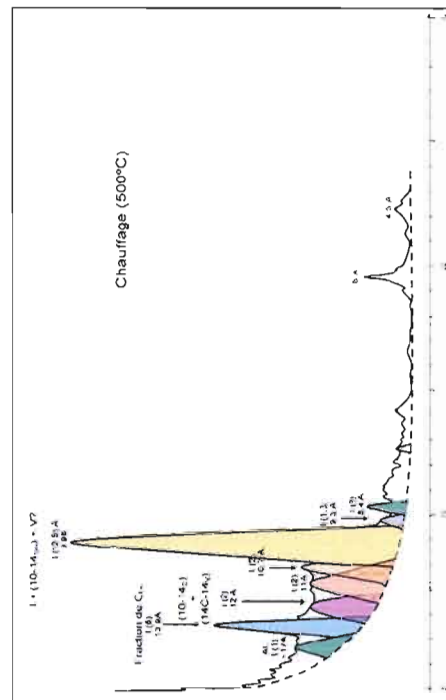


fig. 2-c

Figure 2 : Diffractogrammes de l'échantillon IP5 après analyse de la fraction <2μm naturel (fig. 2-a), après traitement à l'éthylène glycol (fig. 2-b) et après chauffage à 500°C (fig. 2-c).

2.2. Évolution des AMA du site IODP-1305

Pour l'étude des évolutions des assemblages, les interstratifiés complexes décrits précédemment sont assignés au groupe des smectites et référés dans le texte sous cette appellation. Les smectites représentent entre ~20 et 80% des associations argileuses avec une moyenne de ~60%. L'illite varie entre ~10 et 47% avec une moyenne de ~22%, la chlorite entre 7 et 30% (moyenne de 12%) et la kaolinite entre 2 et 30% (moyenne de 6%). Les contenus en smectites sont négativement corrélés avec ceux de l'illite ($\text{smectites}_{\text{-illite}} = -0.87$) ainsi qu'avec ceux de la chlorite/kaolinite ($\text{smectites}_{\text{-c+k}} = -0.92$) (figure 3).

Les smectites montrent une tendance générale à la baisse (~70 à 48%) entre OIS 27 et 31. On remarque par endroits, de brusques variations caractérisées par une diminution des apports en smectites et une augmentation des autres argiles (figure 3). L'illite de son côté enregistre une très légère variation entre 15 et 18 % sur la section étudiée. En supposant que cet apport est approximativement constant, on peut utiliser l'illite pour normaliser l'abondance des autres argiles (Fagel et al, 1997). La surface des pics à 17A° est divisée par celle des pics à 10A° pour calculer le rapport smectites/illite (S/I). (chlorite/kaolinite)/illite (C+K/I) est calculée aussi de la même manière (7A°/10A°) (figure 4).

L'évolution du rapport S/I (figure 4) montre des tendances semblables aux variations du $\delta^{18}\text{O}$ obtenu par analyse isotopique d'assemblages de foraminifères planctoniques (*Neogloboquadrina pachyderma*, lévogyre - npl). Le rapport S/I augmente durant les stades isotopiques 28 et 30 (périodes glaciaires). L'interglaciaire OIS 29, par contre, montre une dilution de la smectite par l'illite. On remarque aussi que la cristallinité des smectites évolue de la même manière que le rapport S/I, donc les périodes glaciaires sont caractérisées par l'apport de smectites bien cristallisées.

Le rapport chlorite+kaolinite/illite (C+K/I) évolue différemment (figure 4). C+K/I reste stable durant OIS 27 et 28. Au cours du stade isotopique OIS 29, C+K/I augmente graduellement d'un facteur 4. Une baisse abrupte du rapport marque le passage au stade 30 qui enregistre de légères variations semblables à celles des stades 27 et 28 (C+K/I ~0.5 et 1.5).

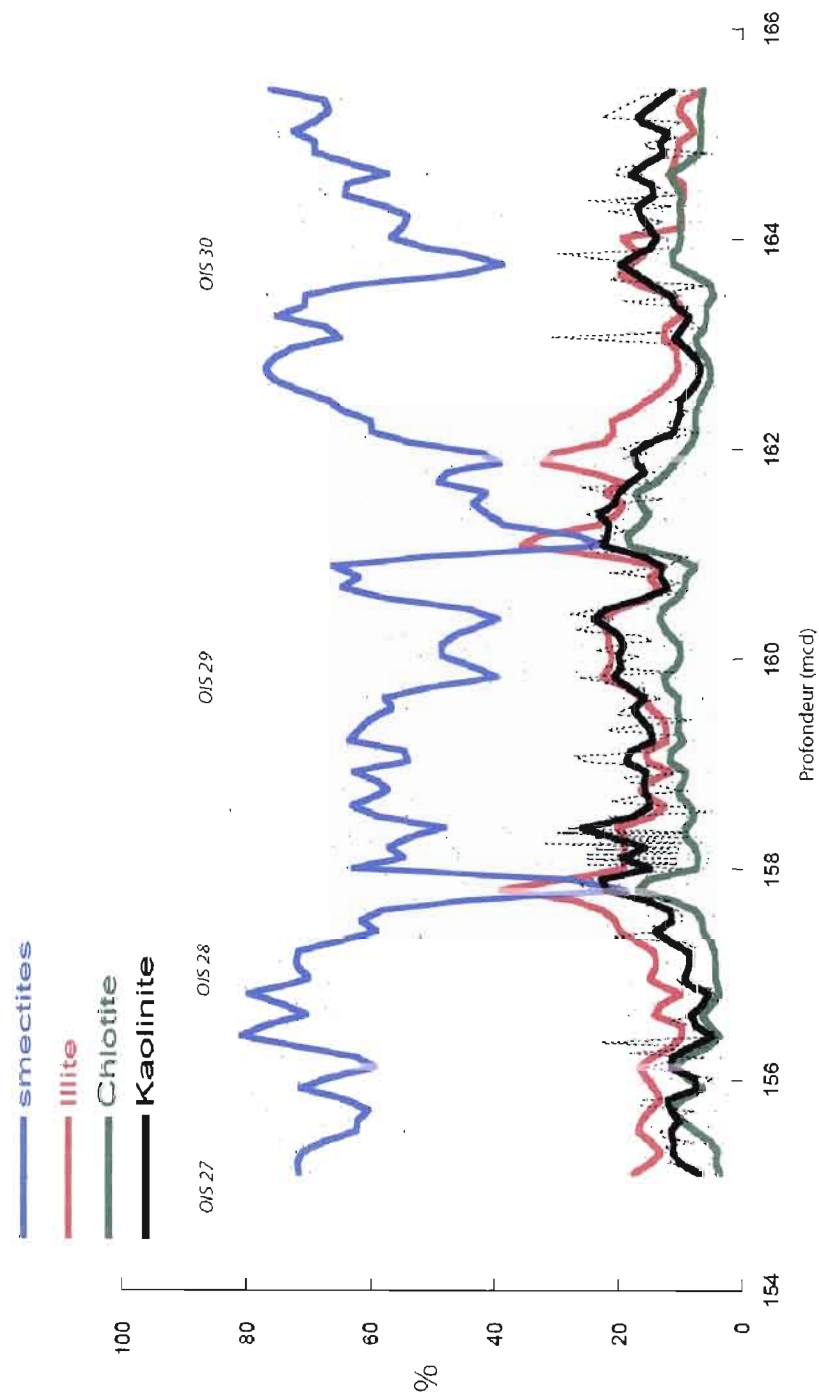


Figure 3: Abondance relative des minéraux argileux dans la fraction décarbonatée $<2 \mu\text{m}$ du site IODP-1305 entre 154 et 166 mcd (meters composite depth)

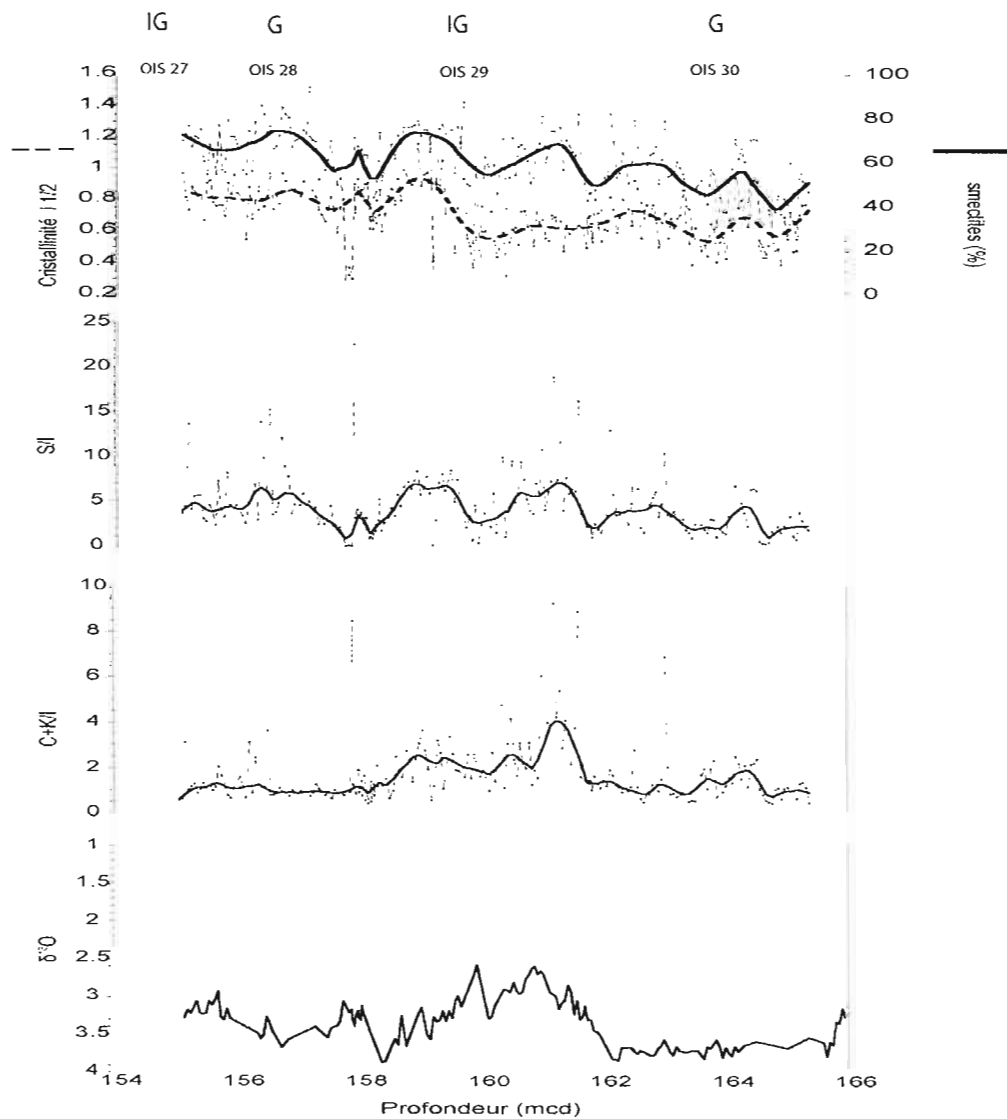


Figure 4 : Évolution de la cristallinité des smectites, du rapport S/I et du rapport C+K/I des assemblages minéralogiques argileux, ainsi que des $\delta^{18}\text{O}$ obtenu par analyse isotopique d'assemblages de foraminifères planctoniques npl.

2.3. Étude des saturations cationiques :

2.3.1. Analyse des saturations au potassium (figure 5) :

La comparaison des intensités des réflexions à 10\AA° entre EG et KN montre une augmentation due au tassement d'une partie de la réflexion à 14\AA° sur (N) vers 10\AA° (figure 5-a). Ceci indique la présence de vermiculite (Thorez, 2000). On peut utiliser l'intensité de l'illite déjà déduite sur EG pour normaliser la contribution de la vermiculite.

Après chauffage à $110\text{ }^\circ\text{C}$ (K_{110}), l'intensité à 10\AA° est encore accrue à cause du déplacement de la smectite, tandis que la bande de diffraction $14\text{-}10\text{\AA}^\circ$ se déplace vers les grands angles (tassement de $14c\text{-}14v$).

Dans le diffractogramme $K_{110}\text{EG}$, la réflexion 10\AA° ne représente que la superposition de l'illite et de la vermiculite. La portion du pic dans K_{110} due à la présence de smectites a migré vers les petits angles. Il ne s'agit pas alors d'une smectite de transformation (qui aurait conservé sa position à 10\AA° après saturation et glycolage) mais plutôt de néoformation (figure 5-c). Cependant, le traitement à l'EG ne donne pas lieu à une réflexion unique et bien façonnée, mais à un complexe constitué d'une succession de trois pics : à 17\AA° (AL_{17}), à $\sim 15.3\text{\AA}^\circ$ (figure 5-c) et une partie de la réflexion à 14\AA° (figure 5-c, partie hachurée de la réflexion 14\AA°).

Le diffractogramme KGL montre, lui aussi, la présence d'un complexe smectitique (figure 5-d). Certains échantillons montrent, à côté d'une smectite néoformée, une fraction de smectite de transformation, mais en quantité relativement faible (3.8 %).



Figure 5 : Diffractogrammes de la séquence de saturations au potassium

2.3.2. Analyse des saturations au lithium (figure 6) :

La saturation (LiN) tasse la réflexion 14\AA° vers 12\AA° , puis vers 10\AA° après chauffage à 280°C (figure 6-a). Les vapeurs de glycérol ne modifient pas cette situation ($\text{Li}_{280}\text{-Li}_{280}\text{Gl}$) (figure 6-b et 6-c). On en conclut que la réflexion à 10\AA° résulte de la superposition de l'illite et d'une smectite. Cependant, comme l'a indiqué la saturation au K, s'y ajoute une vermiculite.

Aucun gonflement n'apparaît après Li_{280}Gl . La smectite est une montmorillonite! (dans le cas d'un gonflement, on pourrait déduire que c'est une beidellite, une nontronite ou une saponite (figure 6-c) (Thorez, 2002).

2.3.3. Analyse des saturations au magnésium (figure 7) :

On ne constate aucun gonflement après la saturation au magnésium, ce qui prouve l'absence de nontronite (Thorez, 2002).

2.3.4. Conclusion sur la nature de la phase smectitique :

La saturation au Li indique clairement qu'il s'agit d'une montmorillonite (pas de gonflement au Gl). Le chauffage à 280°C tasse la réflexion à 10\AA° (réflexion de la vermiculite!). La saturation au potassium ($\text{KN-K}_{110}\text{EG}$) indique qu'il s'agit d'une montmorillonite de néoformation. D'après les clefs d'identifications de Thorez (2002), bien que la participation de feuillets smectitiques soit limitée à 75% (pas de smectite *sensu stricto*, mais un interstratifié irrégulier), on pourrait conclure qu'il s'agit de la montmorillonite de néoformation de type Cheto (montmorillonite à cations échangeables Ca) (Annexe2; Thorez, 2002).

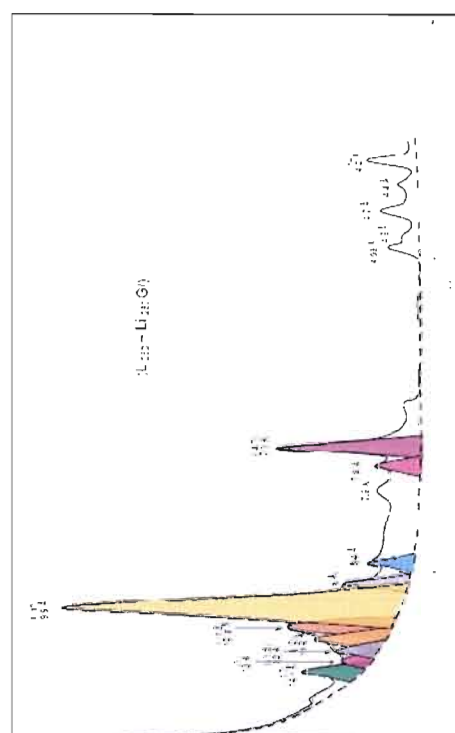
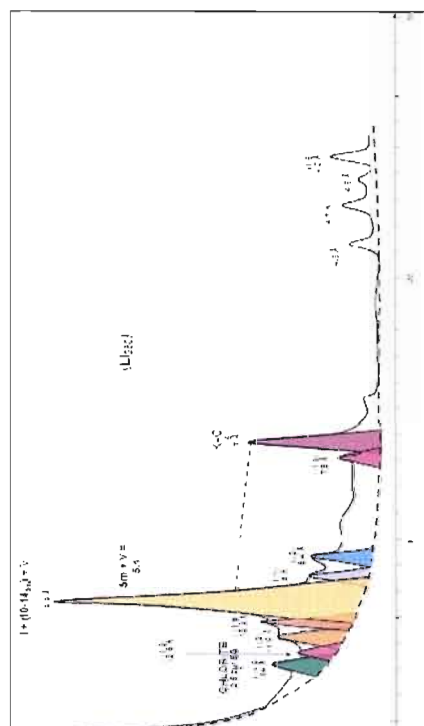
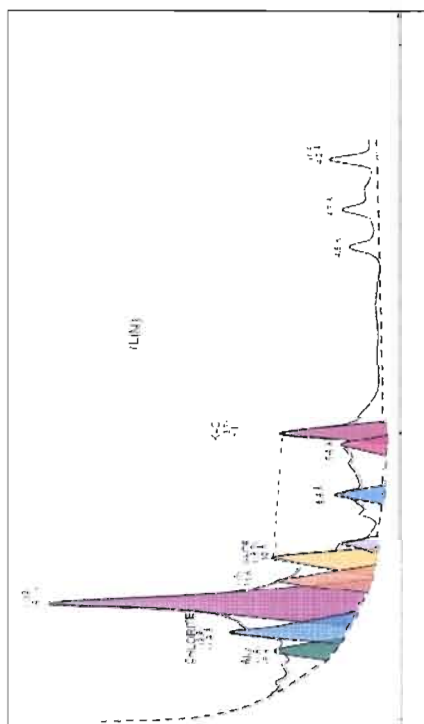


Figure 6 : Diffractogrammes de la séquence de saturations au lithium

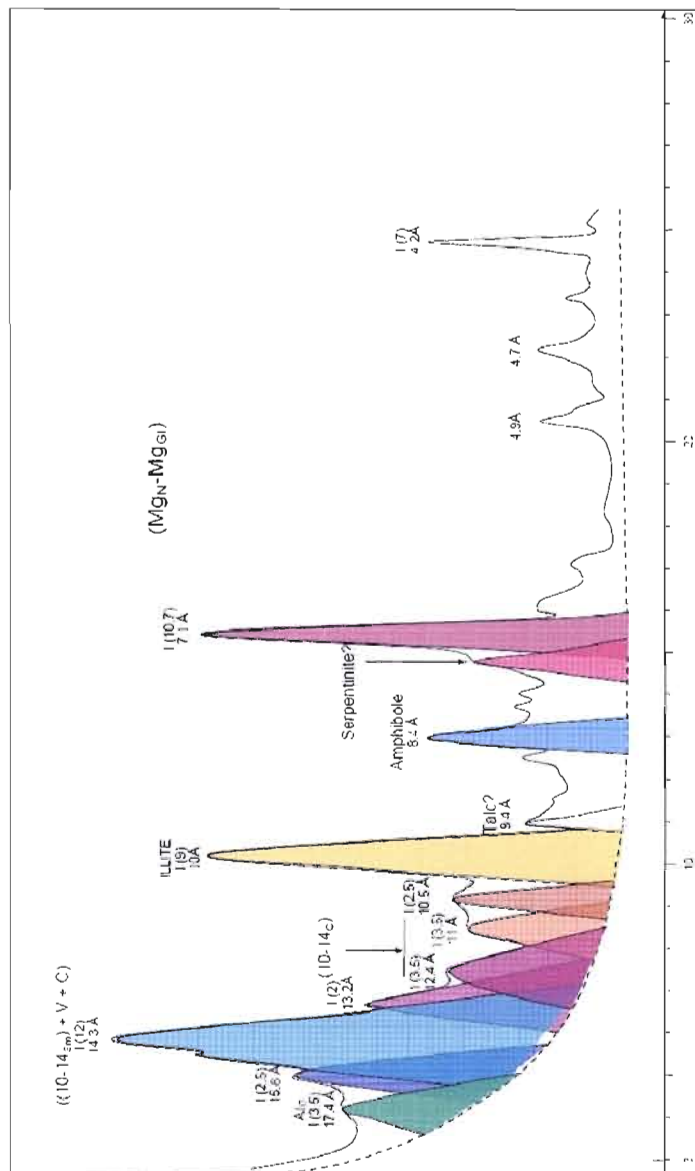


Figure 7 : Diffractogramme de la séquence de saturations au magnésium

3. Discussion

3.1. Les minéraux argileux et leurs sources en Atlantique Nord

Les minéraux argileux en Atlantique Nord dérivent principalement de l'érosion mécanique et chimique des continents adjacents (Biscaye, 1965; Piper et Slatt, 1977; Zimmerman, 1982). En général les particules fines en Atlantique Nord sont issues de trois sources rocheuses principales (Figure 1 ; Fagel et al., 2006) : 1) source précambrienne du Canada, du Groenland et/ou de la Scandinavie. 2) matériel paléozoïque jeune de l'est du Groenland, du NW de l'Europe et/ou la Scandinavie. 3) source volcanique provenant de l'Islande et de la ride médio-océanique.

Les argiles terrigènes, l'illite et la chlorite, sont en général le résultat de l'érosion mécanique des substrats continentaux aux hautes latitudes (Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968; Rateev et al., 1969; Millot, 1970; Lisitzin, 1972; Chamley, 1975; Chamley, 1989). En période glaciaire et quand les conditions climatiques sont plus froides, l'érosion physique est intensifiée (plus de fragmentation et désintégration des roches par l'action des glaciers et inlandsis) donnant des apports terrigènes plus importants vers l'océan (Chamley, 1989). Dans le bassin Nord-Est Atlantique, le bouclier scandinave, l'Écosse et l'Irlande sont les sources majeures de chlorite et d'illite (Moyes et al., 1964; Biscaye, 1965; Griffin et al., 1968), tandis que dans le bassin Nord-Ouest, elles sont issues des roches ignées et sédimentaires du continent nord-américain, de l'île de Baffin et du Groenland (Piper et Slatt, 1977; Petersen et Rasmussen, 1980; Thiébaud et al., 1989).

La kaolinite est formée durant les périodes préglaciaires chaudes et elles dérivent des paléosols préexistants et des sédiments et roches sédimentaires des continents adjacents (Darby, 1975; Naidu et al., 1982; Sancetta et al., 1985; Chamley, 1989; Thiébaud et al., 1989). Au Nord-Est de l'Atlantique, la kaolinite est d'âge mésozoïque et découle des zones autour de la mer de Barents (Kuhlemann et al., 1993) et du sud-est du Spitzberg (Svalbard) (Elverhøi, 1979). Vers le Nord-Ouest, la kaolinite peut provenir des anciennes formations sédimentaires du continent nord-américain (Boyd et Piper, 1976; Piper et Slatt, 1977), ainsi que de l'érosion d'ancien régolithe maintenant érodé (Roy et al. 2004).

Les smectites constituent plus de 50 % des fractions argileuses des sédiments de surface en Atlantique Nord (Biscaye, 1965; Bout-Roumazielles, 1995; Fagel et al., 1996). Elles résultent de l'altération chimique des basaltes, verres et cendres volcaniques, de

l'évolution pédogénique de l'illite et de l'érosion d'anciens sédiments durant les périodes propices (chaudes et humides) à la formation de sols (Desprairies et Bonnot-Courtois, 1980; Chamley, 1989). L'Islande, les îles Féroé et la ride de Reykjane sont les sources dominantes de smectites dans le bassin nord-est (Parra et al., 1985). Les smectites sont moins abondantes dans les bassins de l'ouest soit à cause de l'éloignement des principales sources continentales, soit du fait que les conditions climatiques des continents adjacents ne sont pas favorables à leurs formations (Berthois et al., 1973; Grousset, 1983; Grousset et Chesselet, 1986).

Les caractéristiques chimiques et minéralogiques des smectites montrent de larges variations en relation avec leurs origines (Fagel et al., 2001). Les smectites trioctaédriques, comme la saponite, se forment par érosion météorique ou altération hydrothermale des basaltes (Fagel et al., 2001). Les smectites dioctaédriques varient entre deux pôles Al et Fe. La montmorillonite et la beidellite (pôle - Al) résultent surtout de l'érosion chimique de divers substrats et sous une large gamme de conditions environnementales, alors que la nontronite (pôle -Fe) dérive en général d'érosion météorique ou de l'altération hydrothermale des basaltes (Parra et al., 1985, 1986). Elle est particulièrement abondante sur les rides médio-océaniques actives (Haggerty et Baker, 1967; McMurthy et al., 1983).

3.2. Représentation des sources particulières dans les sédiments du site IODP-1305 entre OIS 27 et 31

L'illite et la chlorite sont des argiles continentales typiques; leur présence dans les sédiments du forage est due à leur érosion puis leur transport depuis le Groenland adjacent (voir même du continent nord-américain) (Chamley, 1989). Illite, chlorite et kaolinite enregistrent des variations similaires dans la section étudiée ici. La kaolinite provient donc probablement de la même source sédimentaire. En général, on remarque une diminution des apports proximaux (illite, chlorite et kaolinite du Groenland) pendant les stades glaciaires et leur augmentation durant les interglaciaires. Cependant, la kaolinite montre un enrichissement plus prononcé dans l'interglaciaire (figure 3). Ce qui se manifeste en particulier à travers le rapport C+K/I qui montre un accroissement pendant l'OIS 29.

En ce qui concerne les smectites, l'étude des fluctuations du rapport S/I et de leurs cristallinité montre un apport de smectites bien cristallisées durant les périodes glaciaires OIS 28 et 30. L'interglaciaire OIS 29 est marqué par une faible cristallinité des smectites (figure 4).

Les saturations cationiques permettent de mieux définir la composition et même la source des smectites. En réalité, sur la base seule de la minéralogie, il est difficile de pousser interprétations plus loin que ce qui a été décrit ci-dessus en se contentant des analyses de routines (N-EG-500). De plus, en considérant la source groenlandaise de l'illite, de la chlorite et de la kaolinite, la smectite est l'ultime traceur de la circulation océanique.

L'absence de nontronite dans les échantillons du forage IODP-1305 permet en premier lieu de discriminer une sources basaltique islandaise ou médio-océanique considérée par la plupart des auteurs comme la source principale de smectites en Atlantique Nord au cours des épisodes ultérieurs. La séquence de saturation au Li (figure 6) indique que la smectite est constituée seulement d'une montmorillonite. D'après les clés d'identifications de Thorez (2002), c'est une montmorillonite de néoformation de type Cheto, c'est-à-dire une smectite "Al-Mg" (non "Fe") apparentée à un interstratifié illite-smectite. Elle est associée, sur certains échantillons, à de faibles quantités (~4%) d'une montmorillonite de transformation de l'illite.

Du point de vue génétique la phase montmorillonitique de type Cheto, ne peut provenir de transformation (dégradation) d'une structure micacée. Elle peut être engendrée par altération des feldspaths ou d'un matériel volcanique (tuf). À remarquer que les échantillons montrent une contribution importante de feldspaths potassiques et plagioclases, ce qui permet d'opter pour une source volcanique de la phase smectitique.

Le volcanisme explosif en Atlantique Nord se manifeste sous forme de couches de téphras déposées lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique au Tertiaire. Deux sources potentielles peuvent alors être considérées pour la smectite observée :

- 1) Une source volcanique ouest européenne, des côtes de l'Écosse, de l'Irlande et de la mer du Nord. Généralement, la montmorillonite interstratifiée avec de l'illite est commune dans les sols de l'Irlande ou elle est associée à une vermiculite (Bain et Russell, 1980). Knox et Morton (1988) ont relaté la présence d'un interstratifié illite-smectite bien cristallisé et très gonflant associé aux formations volcaniques explosives ayant accompagné l'ouverture

de l'Océan Atlantique. Ils ont aussi remarqué que les couches de cendres sont complètement altérées en smectites en mer du Nord.

- 2) Une source volcanique de l'est du Groenland où des dépôts pyroclastiques ont été corrélés avec ceux de la marge européenne et attribués à la même période (Heister et al., 2001). Petersen et Rasmussen (1980) proposent qu'une partie des smectites provienne de l'érosion fluvioglaciaire des sédiments le long des côtes groenlandaises donnant une smectite bien cristallisée de transformation de biotite. Pour la vermiculite on peut supposer qu'elle aurait été engendrée par l'altération météoritique ou pédologique à la fois d'une fraction de chlorite ferrifère (pour preuve la présence de l'interstratifié (14c-14v)) et/ou bien de l'altération (par vermiculisation) de la biotite. L'interstratifié (10-14c) pourrait également être le résultat d'une chloritisation partielle de la réflexion (10-14v) originale due à la biotite.

3.3. Comparaison des évolutions des assemblages minéralogiques argileux entre OIS 1-11 et OIS 27-31

Les AMA des deux sections étudiées des forages ODP-646 et IODP-1305 sont constitués principalement d'illite, chlorite, kaolinite et smectites. La vermiculite a été détectée dans le site IODP-1305 grâce aux saturations cationiques, elle pourrait très bien faire partie du cortège argileux du site ODP-646. Les quantités moyennes relatives des argiles sont les mêmes dans les deux forages (~60% smectites, ~20% illite, ~10% chlorite+kaolinite) (Fagel et Hillaire-Marcel, 2006) et les smectites sont également dominantes et négativement corrélées avec les contenues d'illite, chlorite et kaolinite dans les deux cas.

Cependant, L'étude de l'évolution temporelle des assemblages argileux des deux sections indique certains contrastes : tout d'abord, la comparaison des apports argileux et de leurs distributions montre des tendances différentes. Contrairement à ce qu'on observe au cours de l'intervalle OIS 27-31, les stades glaciaires de l'intervalle OIS 1-11 montrent une augmentation des apports en minéraux argileux proximaux, tandis que les interglaciaires se caractérisent par l'apport massif de smectites. Naturellement, ceci se reflète sur le rapport S/I (figure 8) des derniers 365 Ka qui révèle une tendance opposée par rapport l'intervalle antérieur. Ce qui met de l'avant l'hypothèse d'un changement des

sources et/ou des courants causés par des conditions climatiques différentes que celle des intervalles plus récents.

L'analyse Sm-Nd des sédiments des stades 1 à 11 (Fagel et Hillaire-Marcel, 2006) montre un apport important de sédiments avec une signature isotopique des boucliers précambriens au cours des périodes glaciaires. Une signature de la ride médio-océanique est enregistrée pendant les interglaciaires. L'analogie entre les fluctuations des résultats isotopiques et minéralogiques (Fagel et Hillaire-Marcel, 2006) confirme la source proximale des illites, chlorites et kaolinites, mais indique que les smectites sont probablement le produit de l'altération basaltique océanique. La source de smectites est donc différente de celle mise en évidence pour l'intervalle OIS 27 à 31.

Une représentation de l'AMA sur des diagrammes ternaires (figure 9) permet de mieux expliquer ces résultats. On remarque que la répartition sur chaque triangle délimite une tendance générale entre deux pôles, soit deux sources sédimentaires principales : un pôle continental caractérisé par des sources proximales (Illite et chlorite+ kaolinite) et un pôle représenté par la smectite qu'on peut qualifier de volcanique (médio-océanique ou issus du volcanisme Tertiaire). Entre OIS 1 à 11, la variation se fait entre les smectites basaltiques et symétriquement entre l'illite et chlorite+kaolinite engendrées par l'érosion glaciaire groenlandaise (ou labradorienne). L'intervalle OIS 27 à 31 montre une répartition semblable. Toutefois, on remarque un décalage du pôle continental vers la chlorite/kaolinite. Ce déplacement indique l'intervention d'un autre mécanisme d'érosion. Rappelons qu'on a déjà constaté un apport important en kaolinite pendant l'interglaciaire OIS 29 (C+K/I, Figure 4). On peut donc penser que les intervalles OIS 27 à 31 ont été caractérisés par des climats plus chauds, favorisant une érosion chimique, en plus de l'érosion physique issue d'une calotte glaciaire certainement plus réduite.

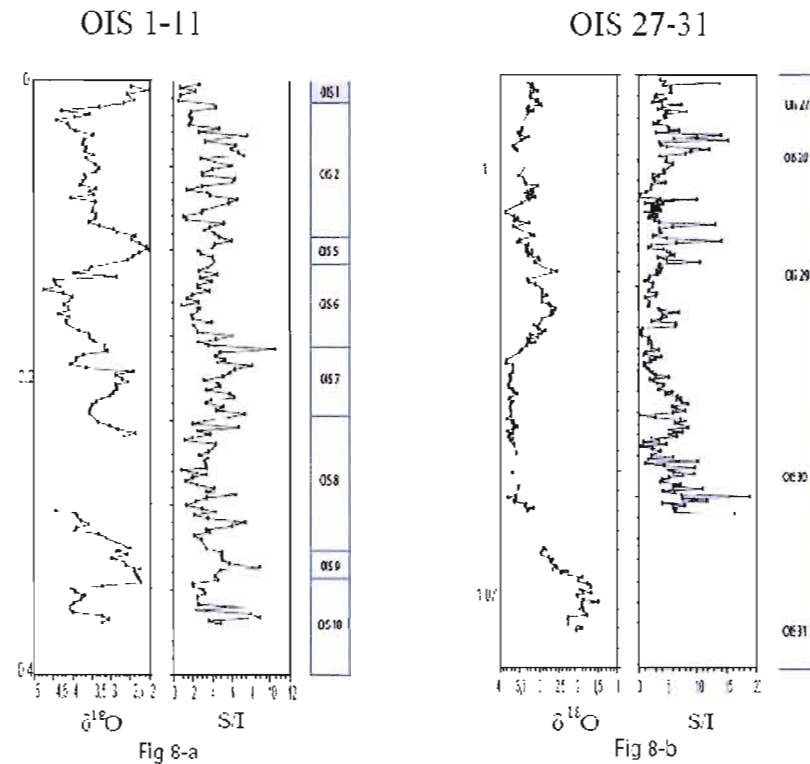


Figure 8 : Rapports smectite/illite et stratigraphie isotopique (npl) des sites ODP 646 (Fig 8.a) et IODP 1305 (Fig 8.b).

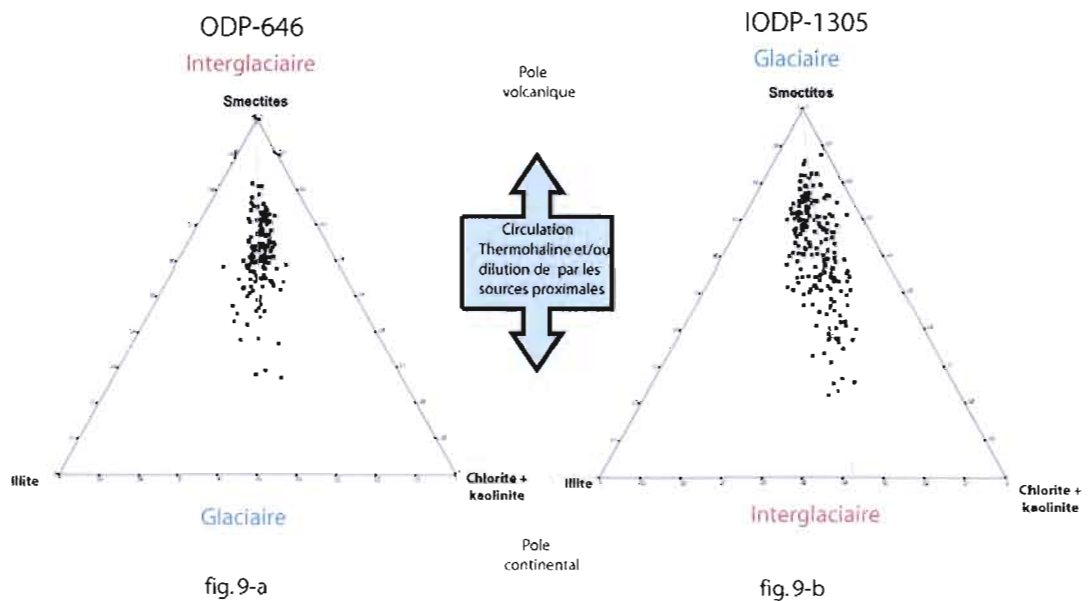


Figure 9 : Abondance des argiles représentée en diagramme ternaire des sites ODP-646 (fig. 9-a) et IODP-1305 (fig. 9-b).

3.4. Implications paleocéanographiques

À l'entrée du WBUC dans la mer du Labrador, les variations des assemblages argileux du forage IODP-1305 montrent un parallélisme avec les alternances glaciaires/interglaciaires. Les apports en argiles de source proximale sont transportés depuis la marge Groenlandaise et nord-américaine à la Mer du Labrador par le DSOW et/ou les courants de surface (Fagel et al ; 2006). Au cours des derniers 365 Ka, les apports proximaux sont acheminés, durant les périodes glaciaires, par érosion de la marge continentale (Fagel et al ; 2006). Il y a 1 Ma, L'influence terrigène accrue au stade OIS 29 indique une réduction importante du couvert glaciaire ainsi que des conditions physico-chimiques (hydrolyse et température) propices à la formation de sols. Le transport s'est surtout fait par les courants de surface depuis le Groenland (Greenland Current (GC)) et du continent nord-américain (régolithe) . La diminution de l'influence proximale aux stades OIS 28 et 30 peut être due au déplacement du WBUC, sinon par l'accrétion de la ride de Reykjanes.

Les caractéristiques minéralogiques des smectites peuvent " renseigner" sur les différentes masses d'eau qui les ont acheminées (Fagel et al ; 2001). Les apports du NEADW sont riches en smectites et en interstratifiés caractérisés par une bonne cristallinité. Le NEADW1 est significativement plus riche en montmorillonite alors que le NEADW2 l'est plus en beidellite. Les smectites sont moins abondantes et faiblement cristallisées dans le DSOW (Fagel et al ; 2001). L'Islande et la ride médio-océanique constituent la source principale des smectites en Atlantique Nord pour les derniers 365 ka. Durant les stades interglaciaires, le retrait de la calotte diminuait les apports continentaux, alors que la reprise de force des NEADW et DSOW permettait l'acheminement sous de longues distances des smectites en provenance de la ride médio-océanique et d'Islande. L'absence d'apports nordiques médio-océaniques pendant l'intervalle OIS 27 à 31 appuie donc l'hypothèse d'une position plus au sud de l'AMOC. Le stade OIS 29 montre un faible apport d'une smectite mal cristallisée peut-être sous l'effet d'une DSOW très atténuée. Les périodes glaciaires OIS 28 et 30 enregistrent une smectite bien cristallisée issue d'une source volcanique tertiaire. Le transport latéral depuis une source ouest-européenne est peu probable, en considérant un affaiblissement de la capacité de transport de la THC et un AMOC plus méridional. L'est du Groenland constitue donc la source de smectites la plus plausible en égard à la proximité du forage.

La réduction des apports proximaux permet donc un acheminement par le GC de smectites depuis la marge groenlandaise.

Enfin. Les variations des isotopes de Sm/Nd sur les sédiments du forage IODP-1305 entre OIS 27 et 31 (Lamziouaq, 2008) donnent des résultats allant dans le même sens que ceux des AMA. La comparaison entre des données isotopiques des sites IODP-1305, ODP-646 ainsi que plusieurs carottes et sources potentielles de la région (figure 10) montre : 1) une influence réduite du bouclier scandinave et de la ride médio-océanique ; 2) une augmentation des apports proximaux en provenance du Groenland ; 3) une prédominance de sédiments avec la signature isotopique du volcanisme tertiaire groenlandais. Ce qui précède suggère aussi un transport plus faible, via le WBUC, donc une production réduite des NEADW et DSOW.

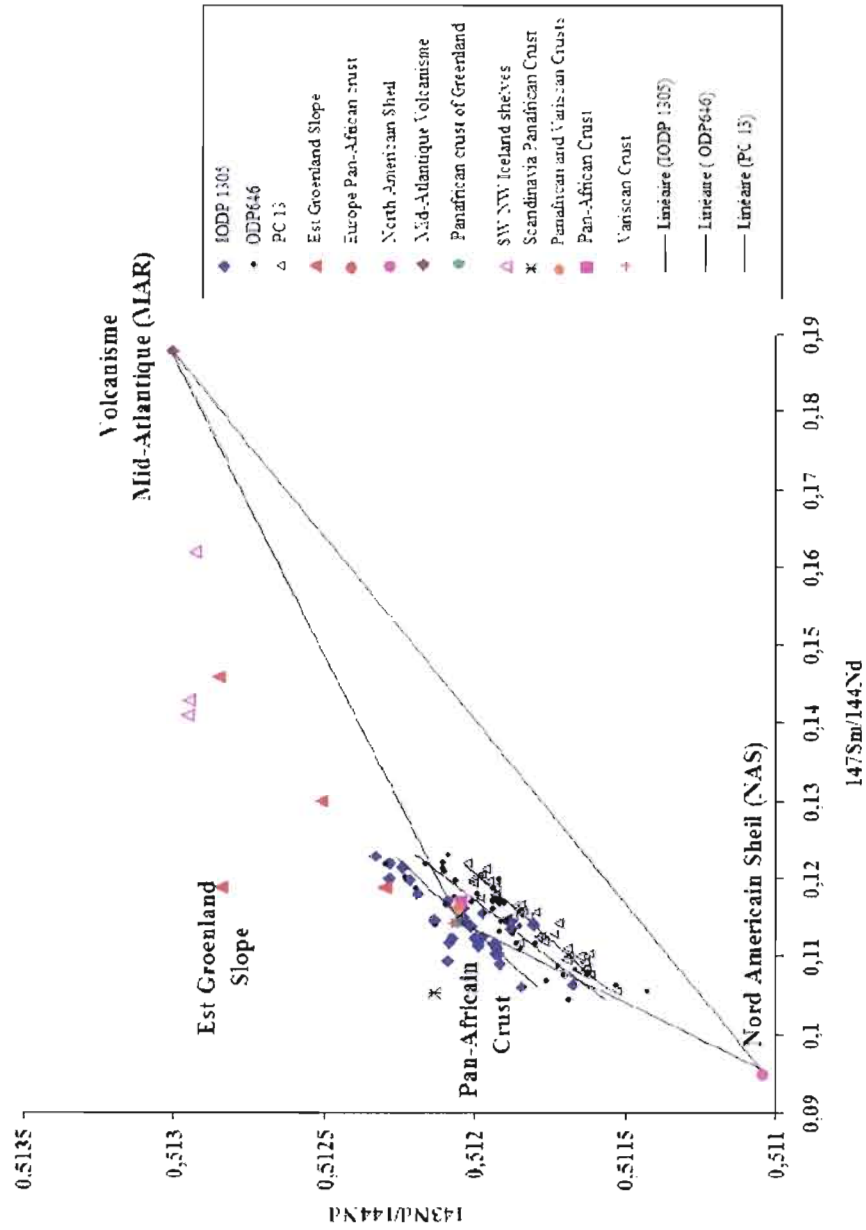


Figure 10: comparaison entre des données isotopiques Sm/Nd des sites IODP-1305 (Lamziouak, 2008), ODP-646 ainsi que plusieurs carottes et sources rocheuses potentielles de la région.

Conclusion

L'évolution à long terme (sur les derniers 1.1 Ma) des principales phases minérales des sédiments de la Mer du Labrador montre une relation évidente avec les circulations océaniques et les sources sédimentaires terrigènes de l'Atlantique Nord. Cependant, en tenant compte de leurs compositions et variations, il semble qu'on ne peut prédire les oscillations de la THC en se basant sur les traceurs minéralogiques sans précaution au cours des derniers cycles glaciaires/interglaciaires, tels qu'enregistrés dans les sédiments marins. Cette conclusion est basée sur la minéralogie de la fraction $<2\mu\text{m}$ des sédiments du forage IODP-1305 pour le début du Pléistocène (OIS 27-31, 1.1 Ma) et leur comparaison avec les assemblages argileux des derniers 365 Ka (OIS 1-11) reconstitués par Fagel et Hillaire-Marcel (2006) sur le forage ODP-646. En effet, bien que les deux forages montrent une composition moyenne semblable en smectite, illite, chlorite et kaolinite, les argiles du site IODP-1305 indiquent : 1) des tendances opposées des modèles d'apports entre les périodes glaciaires/interglaciaires ; 2) un apport important d'une source smectitique issue du volcanisme tertiaire de la marge groenlandaise durant les glaciaires ; 3) une intensification de l'érosion chimique du Groenland et du continent nord-américain au cours des l'interglaciaires. En termes de paléocirculation, ces résultats indiquent qu'il y a 1.1 Ma l'AMOC était plus méridionale, par rapport à sa position au cours des derniers 365 ka. L'absence d'apports sédimentaires nordiques signale une production plus réduite des DSOW et NEADW et donc une faiblesse du WBUC. Les apports proximaux montrent enfin une réduction de la calotte glaciaire groenlandaise vers 1.1 Ma sous un climat régional plus doux que celui des derniers cycles climatiques.

Les AMA constitue donc un traceur des paléocourants profonds. Cette approche méthodologique s'est avérée particulièrement efficace avec l'utilisation des saturations cationiques. Les post-traitements constituent ainsi un très bon moyen d'amélioration des diagnostics.

Annexe 1

A. 1. Préparation et traitement des échantillons pour les analyses de routine (N-EG-500) :

Les sédiments du forage IODP-1305 nous ont été fournis par le Dr. Anne de Vernal, Professeur à l'Université du Québec à Montréal et membre du GEOTOP. Il s'agissait de 230 échantillons humides prélevés des carottes du forage IODP-1305, clairement identifiés et placés dans des sachets hermétiques de polyéthylène. Environ 15 g furent prélevés de chaque sachet. La séparation des différentes fractions sédimentaires a été réalisée au laboratoire de micropaléontologie du GEOTOP. Le montage utilisé au laboratoire consiste en une colonne de deux tamis (63 et 10 μm) où la séparation des différentes fractions se fait par voie humide. La fraction supérieure à 63 μm et la fraction 63-10 μm furent identifiées et gardées pour les analyses micropaléontologiques. Des bouteilles de ~1 litre contenant la fraction inférieure à 10 μm en suspension ont été transportées au laboratoire de radiocristallographie afin de compléter la séparation des argiles.

La fraction inférieure à 10 μm est d'abord décarbonatée par attaque acide chlorhydrique 0.1 N. La décarbonatation est complétée lorsque le papier pH indique une solution acide. On a procédé ensuite à l'élimination de l'excès d'acide par rinçage à l'eau distillée puis centrifugation à 3500 tr/min pendant 15 minutes. Une série de deux à trois rinçages a été nécessaire pour une élimination complète de l'acide.

Les échantillons ont été ensuite transvasés dans des piluliers de 250 ml où la fraction inférieure à 2 μm sera séparée par décantation. Les suspensions ont été mélangées et laissées décanter pour 50 minutes (temps calculé selon la loi de Stokes: $V=C.d^2$; V: la vitesse de chute; d: le diamètre de la particule et C la constante de Stokes). Les deux premiers centimètres de la suspension furent récupérés par siphonnage.

Des lames orientées ont été préparées en vue d'analyses en diffraction des rayons X. La fraction inférieure à 2 μm en suspension est déposée sur une lame d'analyse en verre et laissée sécher à l'air libre durant une nuit. Nous avons dû dépolir nos lames d'analyse pour faire face au problème de décollement de la pellicule argileuse causé par la dessiccation.

L'analyse dite de routine des échantillons en diffraction des rayons X c'est déroulée en trois étapes : Les lames brutes ont été en premier analysées entre l'intervalle 2° à $34^\circ 2\theta$, ce qui nous a permis d'avoir les diffractogrammes à l'état naturel (N). Ensuite les lames ont été placées dans un dessiccateur contenant de l'éthylène glycol (EG) pour une période de 24 heures. Une pompe à vide éjecte l'air du dessiccateur qui est alors remplacé par les vapeurs d'EG, ce qui affecte les argiles gonflantes. Ces échantillons furent analysés en diffraction entre 2° et $27^\circ 2\theta$. A noter que le passeur d'échantillons du Siemens D5000 permet normalement l'analyse automatisée d'une quarantaine d'échantillons, sauf que cette fois on les a passés par groupe de quatre pour éviter que la température ambiante n'évapore l'EG lors de la diffraction. Finalement, les lames furent chauffées à 500°C (H) durant 4 h. elles ont été ensuite passées en diffraction entre 2° à $34^\circ 2\theta$.

A. 2. Préparation et traitement des échantillons pour les saturations cationiques :

Des solutions à 2N de chlorure de potassium (KCl), chlorure de lithium (LiCl) et chlorure de magnésium (MgCl) ont été mélangées respectivement à 15 ml de la suspension $<2\mu\text{m}$ pour chaque échantillon et agités durant une nuit entière. Ils furent ensuite rincés plusieurs fois pour éliminer l'excès de Cl^- , puis préparés en lames orientées et laissées à sécher une nuit entière. À noter que chaque étape de nos analyses est suivie systématiquement par un passage en diffraction des rayons X. Les échantillons saturés au potassium sont d'abord passés au diffractomètre, puis placés au dessiccateur pour comparer les changements sous l'effet des vapeurs de glycérol (séquence d'analyse KN-KGI). Une deuxième série d'échantillons a été soumise à un chauffage à 110°C puis à une solvation à l'éthylène glycol ($\text{K}_{110}\text{-K}_{110}\text{EG}$).

La séquence d'analyses au lithium commence par une analyse brute (LiN) après quoi on enregistre l'effet du chauffage à 280°C (Li_{280}) et enfin après une solvation au dessiccateur sous l'effet du glycérol ($\text{Li}_{280}\text{-Li}_{280}\text{GI}$). L'analyse des échantillons saturés au magnésium comprend une analyse brute (MgN) suivie d'une analyse après solvation au glycérol (MgN-MgGI).

Annexe 2

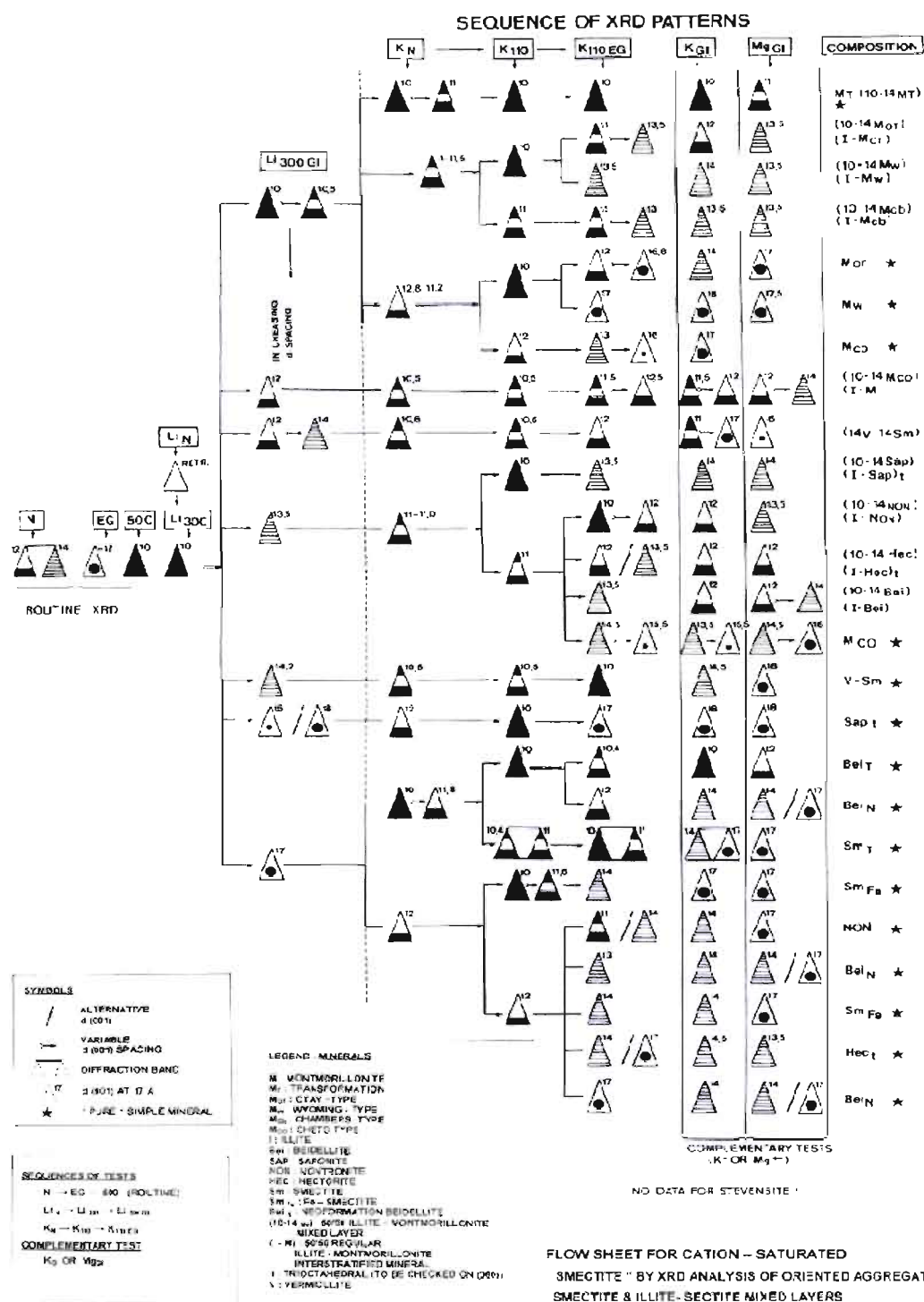


Tableau 2 : Clés de diagnose des minéraux argileux à travers les saturations cationiques

(Thorez; 2002)

Bibliographie

- Ahrens, C Donald. 2000. Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment. *Oxford University Press*, 6^{ème} édition, p. 528.
- Arthur, M.A., Srivastava, S.P., Kaminski, M., Jarrard, R., and Osler, J., 1989. Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea. In Srivastava, S.P., Arthur, M.A., Clement, B., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 105: College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, p. 957-988.
- Austin, W.E.N., Kroon, D., 2001. Deep sea ventilation of the northeastern Atlantic during the last 15,000 years. *Global and Planetary Change*, vol. 30, p. 13-31.
- Bain, D.C. et Russell, 1980. Swelling mineral in a basalt and its weathering products from Morvern Scotland: interstratified montmorillonite-vermiculite-illite. *Clay Miner*, p. 445-451.
- Bauch, H.A., Erlenkeuser, H., Spielhagen, R.F., Struck, U., Matthiessen, J., Thiede, J., Heinemeier, J., 2001. A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr. *Quat. Sci. Rev.* vol. 20, p. 659-678.
- Bauch, H.A., Erlenkeuser, H.S., Jung, J.A., Thiede, J., 2000. Surface and deep water changes in the subpolar North Atlantic during Termination II and the last interglaciation. *Paleoceanography*, vol. 15, p.76-84.
- Berthois, L., Latouche, C., Parra, M., 1973. Etude mineralogiques et geochimiques de quelques sédiments de la zone comprise entre les archipels Faeroes, Shetland, Orcades et Hebrides. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, vol. 14, p. 3-17.
- Bertram, C.J., Elderfield, H., Shackleton, N.J., MacDonald, J.A., 1995. Cadmium/calcium and carbon isotope reconstructions of the glacial northeast Atlantic Ocean. *Paleoceanography* vol. 10, p. 563-578.
- Biju- duval, B., Savoye, B., 2001. Océanographie, Dunod, 2^{ème} édition. Paris : p. 232.

- Biscaye, P., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deepsea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, p. 803-832.
- Bond, G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. et Ivy S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the north atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, vol. 360, p. 245-249.
- Bout-Roumazeilles, V., 1995. Relations entre variabilités minéralogiques et climatiques enregistrées dans les sédiments de l'Atlantique Nord depuis les 8 derniers stades glaciaires-interglaciaires, Université de Lille I, non publié. p. 180.
- Bout-Roumazeilles, V., Davies, V.G., Labeyrie, L., 1998. Nd-Sr-Pb evidence of glacial-interglacial variations in clay provenance and transport in the North Atlantic Ocean. *Mineralogical Magazine*, vol. 62A, p. 1443-1444.
- Boyd, R.W., Piper, D.J.W., 1976. Baffin Bay continental shelf clay mineralogy. *Maritime Sediments*. vol. 12, p. 17-18.
- Boyle, E.A., Keigwin, L.D., 1987. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature*, vol. 330, p. 35-40.
- Boyle, E., 1995. Last-Glacial-Maximum North Atlantic Deep Water: on, off or somewhere in-between? *The Royal Society*, vol. 348, p. 243-253.
- Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal structures and their X-ray identification. *Mineralogical Society* p. 495.
- Broecker, W. S., Peteet, D. M., Rind, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature* vol. 315, p. 21-25.
- Broecker, W.S., 1987. The biggest chill, *Natural History*, vol. 96, p. 74- 82.
- Broecker, W.S., Bond, G., Bonani, G., Wolfli, W., 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic? *Paleoceanography*, vol. 5, p. 469-477.
- Bryden, H., Longworth, H., et Cunningham, S., 2005. Slowing of the atlantic meridional overturning circulation at 25° N. *Nature*, vol. 438, 655-657

- Chamley, H., 1975. Remarque sur la sédimentation argileuse quaternaire en Mer de Norvège. *Union Oceanogr.* vol. 7, p. 15-20.
- Chamley, H., 1989. Clay Sedimentology. *Springer Verlag, Berlin*, p. 623.
- Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian, C.A., Malone, M.J., and the Expedition 303/306 Scientists. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, Volume 303/306.
- Darby, S.A., 1975. Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. *J. Sediment. Petrol.* vol. 45, p. 272-279.
- Desprairies, A., Bonnot-Courtois, C., 1980. Relation entre la composition des smectites d'altération sous-marine et leur cortège de terres rares. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 48, p.124-130.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, vol. 3, p. 343-360.
- Elverhøi, A., 1979. Sedimentological and mineralogical investigations of quaternary bottom currents off the Norwegian West Coast. *Nor. Geol. Tidsskr.* vol. 59, p. 273-284.
- Esquevin J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, vol. 3, p. 147-153.
- Fagel, N., Hillaire-Marcel, C., Robert, C., 1997. Changes in the Western Boundary Under Current outflow since the Last Glacial Maximum, from smectite/illite ratios in deep Labrador Sea sediments. *Paleoceanography*, vol 12, p. 79-96.
- Fagel N., Robert C., Preda M., Thorez J., 2001. Smectite composition as a tracer of deep circulation: the case of the Northern North Atlantic. *Marine Geology*, vol. 172, p. 309-330.
- Fagel, N., Innocent, C., Stevenson, R.K., Hillaire-Marcel, C., 1999. Deep circulation changes in the Labrador Sea since the Last Glacial Maximum: new constraints from Sm-Nd data on sediments. *Paleoceanography*, vol. 14, p. 777-788.

- Fagel, N., Hillaire-Marcel, C., Humblet, M., Brasseur, R., Weis, D., Stevenson, R., 2004. Nd and Pb isotope signatures of the clay-size fraction of Labrador Sea sediments during the Holocene: Implications for the inception of the modern deep circulation pattern. *Paleoceanography*, vol. 19, p. 3002.
- Fagel, N., Hillaire-Marcel, C., 2006. Glacial/interglacial instabilities of the Western Boundary Under Current during the last 365 kyr from Sm/Nd ratios of the sedimentary clay-size fractions at ODP site 646 (Labrador Sea). *Marine Geology*, vol. 232, p. 87-99.
- Farmer, G. Lang, D. Barber et Andrews L. (2003). Provenance of Late Quaternary iceproximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letter*. vol. 209, p. 227-243.
- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, vol. 409, p. 153-158.
- Gordon, A.L., 1986. Interocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, vol. 91, p 5037-5046.
- Griffin, J.J., Windom, H., Goldberg, E.D., 1968. The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep Sea Research*. 15, 433–459.
- Grousset, F., 1983. Sedimentogenese d'un environnement de dorsale: la ride Açores-Islande au cours du dernier cycle climatique. Origines, vecteurs, flux des particules sédimentaires. *Thèse Univ. Bordeaux*, p. 232.
- Grousset, F., Chesselet, R., 1986. The Holocene sedimentary regime in the northern mid-Atlantic ridge region. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 78, p.271–287.
- Haggerty, S.E., Baker, I., 1967. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Part II: Intermediate and low temperature alteration. *Mineral. Petrol.* vol. 16, p.258–273.
- Heister L. E., O'day P. A., Brooks C. K., Neuhoﬀ P. S. et Bird D. K., 2001. Pyroclastic deposits within the East Greenland Tertiary flood basalts. *J. Geol. Soc. London*, vol. 158, p. 269-284.

- Hesse, R. et Chough, S.K., 1980. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, vol. 27, p. 697-711.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., and Wu, G., 1994. Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last ~200 ka. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, p. 63-89.
- Hillaire-Marcel, C. et Bilodeau, G., 2000. Instabilities in the Labrador Sea water mass structure during the last climatic cycle *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, p. 795-809.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Mudie, P.J., and Parsons, D.F., 2001. A 340,000 year record of ice-rafting, paleoclimatic fluctuations, and shelf-crossing glacial advances in the southwestern Labrador Sea. *Global Planet. Change*, vol. 28, p. 227-240.
- Klug, H.P. et L.E. Alexander, 1994. X-ray diffraction procedures, *Wiley and Sons*: p. 996.
- Knox R.W.O'B. et Morton A.C., 1988. The record of early Tertiary volcanism in sediments of the North Sea Basin in: Early Tertiary Volcanism and the Opening of the NE Atlantic. *Blackwell*, p. 407-419.
- Kösters, F., Käse, R., Fleming, K., Wolf, D., 2004. Denmark Strait Overflow for Last Glacial Maximum to Holocene conditions. *Paleoceanography*, vol. 19, p. 2019.
- Kuhlemann, J., Lange, H., Paetsch, H., 1993. Implications of aconnection between clay mineral variations and coarse-grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea. *Mar. Geol.* p.114, vol. 1-11.
- Lahav N., Shani U. et Shabtai J., 1978. Cross-linked smectites; I, Synthesis and properties of hydroxy-aluminum-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*. vol. 26, p. 107-115
- Lansson, B., Besson, G., 1992. The caractérisation of the end of smectite-to-illite transformation: Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, p. 385-397.

- Lassen, S., Kuijpers, A., Kunzendorf, H., Lindgren, H., Heinemeier, J., Jansen, E., Knudsen, K.L., 2002. Intermediate water signal leads surface water response during Northeast Atlantic deglaciation. *Global and Planetary Change*, vol. 32, p. 111–125.
- Ledbetter, M.T., Balsam, W.M., 1985. Paleooceanography of the deep Western Boundary Under Current on the North American continental margin for the past 25000 yr. *Geology*, vol. 13, p. 181–184.
- Lisitzin, A.P., 1972. Sedimentation in the world ocean. *Soc.Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. Tulsa*, p. 218.
- Lucotte, M., Hillaire-Marcel, C., 1994. Identification des masses d'eau dans les mers du Labrador et d'Irminger. *Can. J. Earth Sci.* Vol. 31, p. 5-13.
- Manabe, S., R. J. Stouffer, 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, vol. 1(9), p. 841-866.
- McCartney, M.S., 1992. Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic. *Prog. Oceanogr.*, vol.29, p. 283-383.
- McCave, I.N., Manighetti, B., Beveridge, N.A.S., 1995. Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. *Nature*, vol. 374, p.149–151.
- McMurthy, G.M., Wang, C.H., Yeh, H.W., 1983. Chemical and isotopic investigations into the origin of clay minerals from the Galapagos hydrothermal mounds field. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 47, p. 475–489.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. Springer, Berlin: p. 425.
- Millo, C., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P., 2003. Last Glacial to Interglacial Variability of the Denmark Strait Overflow. *EGS - AGU - EUG Joint Assembly*, abstract #5905, Nice.
- Moore, D.M. et Reynolds, R.C., 1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. *Oxford Univ. Press*, p. 332.
- Moros, M., Endler, R., Lackschewitz, K.S., Wallrabe-Adams, H.-J., Mienert, J., Lemke, W., 1997. Physical properties of Reykjanes Ridge sediments and their linkage to

- high-resolution Greenland Ice Sheet Project 2 ice core data. *Paleoceanography*, vol. 12, p. 687-695.
- Moyes, J., Duplessy, J.C., Gonthier, E., Latouche, C., Maillet, N., Parra, M., Pujol, C., 1964. Les sédiments profonds actuels et pléistocène récent de l'Atlantique nord-oriental et du sud de la Mer de Norvège. II^{ème} Colloque international sur l'exploitation des océans, Bordeaux, vol. 4, p. 201.
- Naidu, A.S., Creager, J.S., Mowatt, T.C., 1982. Clay mineral dispersal patterns in the north Bering and Chukchi Seas. *Mar. Geol.* vol. 47, p. 1-5.
- Oppo, D.W., Fairbanks, R.G., 1987. Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* vol. 86, p. 1-15.
- Parra, M., Delmont, P., Ferragne, A., Latouche, C., Puechmaille, C., 1985. Origin and évolution of smectites in récent marine sédiments of the NE Atlantic. *Clay Miner.* vol. 20, p. 335-345.
- Parra, M., Puechmaille, C., Dumon, J.C., Delmont, P., Ferragne, A., 1986. Geochemistry of tertiary alterite clay phases on the Iceland-Faeroe ridge (Northeast Atlantic), Leg 38, Site 336. *Chem. Geol.* vol. 54, p. 165-176.
- Petersen, L., Rasmussen, K., 1980. Mineralogical composition of the clay-size fraction of two fluvio-glacial sediments from east Greenland. *Clay Miner.* vol. 15, p. 135-145.
- Piper, D.J.W. and Slatt, R.M., 1977. Late Quaternary claymineral distribution on the eastern continental margin of Canada. *Geological Society of America Bulletin* 88, p. 267-272.
- Rahmstorf, S., Alley, R., 2002. Stochastic resonance in glacial climate. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 83, p. 129, 135.
- Rateev, M.A., Gorbunova, Z.N., Lisitzin, A.P., Nasov, G.L., 1969. The distribution of the clay minerals in the oceans. *Sedimentology*, vol. 13, p. 21-43.
- Retke, R.C., 1981. Probable burial diagenesis and provenance effects on Dakota group clay mineralogy, Denver Basin. *J. Sediment. Petrol.* vol. 51, p. 541-551.

- Roy, M., Clark, P.U., Raisbeck, G.M. et Yiou, F., 2004. Geochemical constraints on the regolith hypothesis for the middle Pleistocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*. vol. 227, p. 281-296.
- Sancetta, C., Heusser, L., Labeyrie, L., Naidu, A.S., Robinson, S.W., 1985. Wisconsin-Holocene paleoenvironment of the Bering Sea: evidence from diatoms, pollen, oxygen isotopes and clay minerals. *Mar. Geol.* vol. 62, p. 55-68.
- Schmitz, W.J.J., Mc Cartney, M.S., 1993. On the North Atlantic circulation. *Rev. Geophys.*, vol. 31, p. 29-49.
- Schultz, L.G., 1969. Lithium and potassium absorption, deshydroxylation temperature and structural water content of aluminous smectites. *Clays Clay Miner.* vol. 17, p. 115-149.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz, et R. Voss, 1997. The Stability of the North Atlantic Thermohaline Circulation in a Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model. *Climate Dynamics*. vol. 13, p. 325-347.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J., Hall, M.A., 1983. Oxygen and carbon isotope record of the East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 65, p. 233-244.
- Snowball, I.F. & Moros, M. 2003. Saw-tooth pattern of North Atlantic current speed during Dansgaard-Oeschger cycles revealed by the magnetic grain size of Reykjanes Ridge sediments at 50°N. *Paleoceanography*, vol. 18 (2), p. 1026.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., and Hillaire-Marcel, C., 1995. Magnetic properties of deep-sea sediments off the southwest Greenland: evidence for major differences between the last two deglaciations. *Geology*, vol. 23, p. 241-244.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., and Hillaire-Marcel, C., 1996. The magnetic signature of rapidly deposited detrital layers from the deep Labrador Sea: relationship to North Atlantic Heinrich layers. *Paleoceanography*, vol. 11, p. 309-325.
- Stoner, J.S., Channell, J.E.T., and Hillaire-Marcel, C., 1998. A 200 ka geomagnetic chronostratigraphy for the Labrador Sea: indirect correlation of the sediment record to SPECMAP. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 159, p. 165-181.

- Thiébault, F., Cremer, M., Debrabant, P., Foulon, J., Nielsen, O.B., Zimmerman, H., 1989. Analysis of sedimentary facies, clay mineralogy, and geochemistry of the Neogene-Quaternary sediments in site 645, Baffin Bay. *Proc. ODP Sci. Results*. vol. 105, p. 83–100.
- Thorez, J., 1976. Practical identification of clay minerals: a handbook for teachers and students in clay mineralogy, *Edition Lelotte Belgique*: p. 90.
- Thorez, J., 1989. Between the crystal and the solutions. A graphical overview of the passage to, from and of the clay minerals in the lithosphere during weathering. In *Weathering; its Products and Deposits. Theophrastus Publishers S.A., Greece*: p. 49-120.
- Thorez, J., 1998. Différenciation minéralogique et génétique, par DRX, des smectites post-saturées au Li et K. Applications en sédimentologie, paléopédologie, paléogéographie, paléoclimatologie , stratigraphie et en argilostratigraphie séquentielle. *Réunion spécialisée ASF-SGF, Lille, 20–21 November 1998, Publi. ASF*. Paris : vol. 30, 1998, p. 106–107.
- Thorez, J., 2002. Cation-saturated swelling physils : An XRD revisitation., *Proceeds 1st Latin-American Conference, Funchae (Madeira), invited lecture. I, 71-85, Clay geology laboratory, Liège University*. Belgium: p. 84.
- Zimmerman, H.B., 1982. Fine-grained sediment distribution in the late Pleistocene/Holocene North Atlantic. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, vol. 31, p. 337-357.